

Міністерство освіти і науки України
Національний університет “Львівська політехніка”

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Шило Ольга Миколаївна

УДК 004.652.4 551.24, 551.8, 528.2

ДИСЕРТАЦІЯ

Моделювання та картографування планетарних геодинамічних процесів

103 Науки про Землю

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

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

(підпис, ініціали та прізвище здобувача)

Науковий керівник – Церклевич Анатолій Леонтійович, д.т.н., професор

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

Львів – 2025

Анотація

Шило О.М. Моделювання та картографування планетарних геодинамічних процесів. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 «Науки про Землю». – Національний університет «Львівська політехніка», Львів, 2025.

Дисертаційне дослідження присвячено розвитку методів моделювання та картографування геодинамічних процесів, що визначають динаміку й еволюцію планетарної форми Землі. У роботі розглянуто складні механізми взаємодії тектонічних рухів, ротаційних ефектів та гравітаційних аномалій, які обумовлюють деформації літосфери, формують напружений стан земної кори та створюють передумови для полярного блукання полюсу (“True Polar Wander” (TPW) в масштабі геологічного часу. Потреба у цьому дослідженні зумовлена важливістю прогнозування планетарних і регіональних геодинамічних змін, які можуть значно впливати на сейсмічну активність та геологічну стабільність регіонів. Також відзначимо, що пріоритетними завданнями Міжнародної асоціації геодезії IAG є дослідження деформацій земної кори усіх масштабів від глобальної тектоніки плит до локальних деформацій, а також розвиток і координація міжнародних програм зі спостереження, аналізу та інтерпретації даних деформаційних полів геодинамічними методами у рамках діяльності підкомісії 3.2 «Деформації земної кори» комісії 3 «Обертання Землі та геодинаміка».

Метою роботи є розробка комплексної методології для моделювання та картографування планетарних змін фігури Землі, оцінки полів глобального напружено-деформованого стану літосфери та переміщення полюсу Землі, що дозволить надати більш інформативні уявлення щодо протікання геотектонічних і геодинамічних процесів в просторово-часових масштабах.

Наукова новизна роботи полягає в розробці нових моделей, які враховують багатофакторний вплив ротаційних змін, динаміку переміщення літосферних плит і топографічні зміни земної поверхні, що дозволяє моделювати та картографувати складні геодинамічні процеси, зокрема зміни фігури Землі в геологічному часі. Означений підхід дозволяє прогнозувати зміни напруженого стану літосфери у зв'язку з її ротаційною динамікою та переорієнтацією фігури планети. Важливим аспектом новизни є також застосування цифрової моделі рельєфу (PaleoDEM) для аналізу трансформації фігури Землі в просторово-часовому контексті та відображення їх на картах. Значимим елементом дослідження є використання даних палеореконструкцій для відстеження минулих змін фігури Землі і визначення їх впливу на сучасні геодинамічні процеси. Наукова значимість проведених досліджень полягає також у створенні моделей еволюційних змін фігури Землі, що сприяє кращому розумінню геодинамічних процесів і може слугувати основою для прогнозування можливих структурних трансформацій літосфери в майбутньому.

Практичне значення результатів підтверджується використанням розробленої методики для визначення напружено-деформованого стану літосфери для прогнозування потенційно небезпечних зон з підвищеною тектонічною активністю в планетарному та регіональних масштабах, оцінювання ризиків в сенсі безпеки життєдіяльності та ймовірних катастрофічних наслідків. З точки зору практичної значимості розроблені алгоритми, методи та отримані результати досліджень мають пряме призначення для вирішення проблем геодинаміки у зв'язку з описуванням перебігу та прогнозуванням низки фізичних процесів на сучасному етапі еволюції Землі. Запропоновані рішення можуть застосовуватися для підготовки рекомендацій щодо мінімізації небезпечних природних катастроф у регіонах з високим тектонічним ризиком, а також для моніторингу зміщень та

трансформації поверхні Землі в умовах глобальних кліматичних змін, коливання рівня Світового океану та інших динамічних процесів.

У дисертаційній роботі проведено аналіз досліджень планетарних геодинамічних процесів та проблем їх моделювання і відзначена необхідність інтеграції міждисциплінарних методів для глибшого розуміння змін фігури планети, її геодинаміки та деформаційних процесів для побудови динамічної теорії еволюції Землі.

Розроблена модель зміни параметрів узагальненої фігури Землі з використанням глобальної цифрової моделі топографії (PaleoDEM), яка відображає геологічні зміни поверхні літосфери з врахуванням даних палеорекострукцій. В результаті виявлені трендові закономірності зміни параметрів і орієнтації еліпсоїдів, що описують поверхню літосфери в масштабі геологічного часу. Так, максимальне відхилення полюса малої піввісі від північного полюса Землі становить $\sim 3^\circ$ для 108 отриманих еліпсоїдів за даними PaleoDEM, які апроксимують поверхню літосфери для різних геологічних епох, що може вказувати на критичну величину відхилення географічного полюса від вісі обертання Землі для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні. Запропонована інтерпретація деформацій літосфери та картографування їх змін, що відбуваються внаслідок ротаційних процесів і переорієнтації планети. Зазначені моделі відрізняються від існуючих тим, що враховують не тільки поточний стан літосфери, але й його еволюцію у зв'язку з минулими процесами в мантії та зміною ротаційного режиму планети.

Отримані характеристики напружено-деформаційного стану літосфери Землі за даними моделювання геопалеорекострукцій в геологічному часі через постановку і розв'язок задачі знаходження векторів переміщення точок на її поверхні в результаті трансформації однієї фігури в іншу внаслідок виникнення тангенціальних масових сил (ТМС). Отримані співвідношення, які дозволяють (при в'язкості 10^{19} Па·с, і товщі астеносферного шару 200 км) переобчислити отримані ТМС у швидкості деформації (1 мГал відповідає 0,16 мм/рік) і

нормальне напруження (1 мГал відповідає $2,5 \cdot 10^5$ Па). Враховуючи максимальне значення ТМС, яке становить 210 мГал відповідно отримані швидкості переміщення континентів ~ 40 мм/рік і напруження $\sim 5 \cdot 10^7$ Па. Запропонована ймовірна інтерпретація ролі гравітаційно-ротаційних сил у формуванні глобального поля напружень та трансформації фігури поверхні літосфери Землі. Через відхилення двох основних фігур Землі, що апроксимують топографію поверхні літосфери і геоїд, окремі блоки земної кори знаходяться у перманентному стані руху, що впливає на деформацію топології фігури, яка з часом змінює свої параметри у відповідності до кута повороту навколо вісі обертання. На нашу думку, це один з вірогідних чинників процесу, що запускає глобальні рухи літосферних блоків. В результаті відбувається трансформація фігури літосфери, яка характеризується зміною розмірів вісей еліпсоїдів, що описує поверхню літосфери так і їх орієнтацією.

Виконано кластерний та кореляційний аналіз співставлення векторного поля ТМС з полем переміщень тектонічних плит за даними напрямків руху ГНСС станцій та руху материків за моделлю Global Strain Rate Map Project (GSRM), що надало кількісне підтвердження припущень щодо можливого впливу цих сил на механізм руху тектонічних плит. Планетарна картина розподілу векторів ТМС переважно добре корелює з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за ГНСС-вимірами.

Вперше отримані результати з дослідження блукання полюсу (TPW) за моделями палеогеоїдів, з якими пов'язані переміщення літосферних плит, що поглиблює розуміння динамічних процесів, які відбуваються в геологічному масштабі часу. Амплітуди таких зміщень можуть досягати до 30 м вздовж меридіану. Зміни амплітуд руху полюса є нерівномірними та періодичними та обумовлені циклічною геодинамічною нестабільністю. Це проявляється як секулярні варіації форми планети та гравітаційного поля через вплив перерозподілу мас від літосфери до внутрішнього ядра в процесі еволюції Землі.

Отримані результати можуть використовуватися як основа для подальшого розвитку моделей геодинамічних процесів, які враховують взаємодію ядра і мантії Землі та їх вплив на рух полюсу і планетарну ротацію. Подальші дослідження у цьому напрямку можуть розкрити ще більше деталей про циклічність тектонічних та гравітаційно-ротаційних процесів, що забезпечують еволюційний розвиток фігури Землі і впливають на її геодинамічні властивості. Крім того, перспективними є дослідження, спрямовані на адаптацію моделі для інших планет Сонячної системи, що дозволить вивчати аналогічні процеси на планетах з різними геологічними умовами.

Ключові слова: геодинамічні процеси, моделювання, картографування, тектонічна активність, фігура Землі, літосфера, напружено-деформований стан, цифрова модель рельєфу, палеогеографічні реконструкції.

Список публікацій

Статті у наукових періодичних виданнях України, які включено до міжнародних наукометричних баз:

1. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2017). Shape of the Earth and geodynamics. *Geodynamics*, 2(23), 141-163. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.141>
2. Tserklevych, A. L., Zayats, O. S., Shylo, Y. O., & **Shylo, O. M.** (2018). Generation of the stressed state of the lithosphere of the Earth and Mars caused by the reorientation of their figures. *Kinematics and Physics of Celestial Bodies*, 34, No.1, 19-36. <https://doi.org/10.3103/s0884591318010051>
3. Tserklevych, A. L., Shylo, Y. O., & **Shylo, O. M.** (2019). Earth's figure changes—geodynamic factor of stressed-deformed lithosphere state. *Geodynamics*, (1 (26)), 28-42. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.028>
4. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2023). On the distribution of tangential mass forces in the Earth's lithosphere. *Geodynamics*, 2(35), 80–88. <https://doi.org/10.23939/jgd2023.02.080>

Стаття у фаховому виданні України:

5. Tserklevych, A., Badlo T., Zayats O., Shylo, Ye., & **Shylo, O.** (2024). Modeling the geoid and polar motion in geological time. *Geodynamics*, 2(37), 45-55. <https://doi.org/10.23939/jgd2024.02.045>

Публікації, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації, а саме матеріали та тези міжнародних і вітчизняних науково-технічних та наукових конференцій:

6. **Shylo, O.**, & Shylo, Y. (2017, December). The definition of deviation of «Goevolutionary» plumb line based on data from the transformation of the Earth. In *Litteris et Artibus* (pp. 202-205).

7. Шило Є., **Шило О.** (2017). Визначення тангенціальних сил за результатами трансформації фігури Землі. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «Geoterrace-2017» (с.68-70).

8. Церклевич А., Шило Є., **Шило О.** (2018). Визначення параметрів деформації поверхні літосфери Землі. IX міжнародна науково-практична конференція «Нові технології в геодезії, землевпорядкуванні, лісовпорядкуванні та природокористуванні», Ужгород (с.18-21).

9. Церклевич А., Шило Є., **Шило О.** (2018). Трансформація фігури літосфери викликана еволюційним розвитком Землі. IV Міжнародна наукова конференція «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», с.Верхнє Синьовидне, Сколівський р-н, Львівська обл., Україна (с.3-10).

10. **Shylo, O.**, Shylo, Y., Tserklevych, A., & Bubniak, I. M. (2019, May). Geometric deformation of the Earth's lithosphere figure and its dynamic interpretation. In 18th International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects, Vol. 2019, No. 1 (pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. [DOI: 10.3997/2214-4609.201902059](https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902059)

11. Церклевич А., Шило Є., **Шило О.** (2019). Деформації літосфери Землі. 24-та Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2019». Львів–Брюховичі–Яворів (с.21-22).

12. Церклевич А., **Шило О.**, Шило Є. (2019, вересень). Метод визначення напружено-деформованого стану літосфери. VII Міжнародна наукова конференція «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища». Львів (с.196-198).

13. **Shylo, O.**, & Shylo, Y. (2019). Modeling figure and orientation of the Earth's lithosphere based on paleoDEM. In Litteris et Artibus (pp. 37-41).

14. Tserklevych, A., Shylo, Y., **Shylo, O.** (2020, December) The transformation of the lithospheric figure caused by the evolutionary development of the Earth. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2020». [DOI: 10.3997/2214-4609.20205719](https://doi.org/10.3997/2214-4609.20205719)

15. Tserklevych, A., Shylo, Y., **Shylo, O.**, & Zayats O. (2022, October). Horizontal Deformations and the Stressed State of the Earth Surface Caused by Reorientation of the Shape of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2022» (pp.1-5). [DOI: 10.3997/2214-4609.2022590042](https://doi.org/10.3997/2214-4609.2022590042)

16. Церклевич А., Шило Є., **Шило О.** (2023, квітень). Роль тангенціальних масових сил в геодинаміці. Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2023» (с.102-105).

17. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2023, October). Genesis of Tangential Mass Forces Caused by Reorientation of the Generalized Figure of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2023» (pp.1-5). doi.org/10.3997/2214-4609.2023510049

18. Церклевич А., Бадло Т., Заяць О., **Шило О.**, Шило Є. (2024, квітень). Моделювання геоїда в геологічному часі. Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2024» (с.91-93).

19. Tserklevych, A., Zayats O., Shylo, Y., **Shylo, O.**, & Badlo T. (2024, October). Modeling of true polar wander (TPW) during 540 Ma. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2024».

Anotation

Shylo O.M. Modeling and mapping of planetary geodynamic processes.

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy (PhD) on specialty 103 – Earth Sciences (10 «Natural Sciences»). – Lviv Polytechnic National University, Lviv, 2025.

The dissertation research is devoted to the development of methods for modeling and mapping geodynamic processes that determine the dynamics and evolution of the Earth's planetary shape. The work considers the complex mechanisms of interaction between tectonic movements, rotational effects, and gravitational anomalies that cause lithospheric deformations, form the stress state of the Earth's crust, and create the preconditions for True Polar Wander (TPW) on the scale of geologic time. The need for this study is due to the importance of predicting planetary and regional geodynamic changes that can significantly affect seismic activity and geological stability of regions. It should also be noted that the priority tasks of the International Association of Geodesy IAG are research of deformations of the Earth's crust at all scales from global plate tectonics to local deformations, as well as the development and coordination of international programs for observation, analysis and interpretation of data of deformation fields by geodynamic methods within the framework of Subcommittee 3.2 «Deformation of the Earth's crust» of Commission 3 «Earth Rotation and Geodynamics».

The aim of the work is to develop a comprehensive methodology for modeling and mapping planetary changes in the Earth's shape, assessing the global stress-strain fields of the lithosphere and the Earth's pole displacement, which will provide more informative insights into the course of geotectonic and geodynamic processes on spatial and temporal scales.

The scientific novelty of the work lies in the development of new models that take into account the multifactorial influence of rotational changes, the dynamics of lithospheric plate movement and topographic changes of the Earth's surface, which allows modeling and mapping complex geodynamic processes, in particular changes

in the Earth's shape in geological time. This approach makes it possible to predict changes in the stress state of the lithosphere due to its rotational dynamics and reorientation of the planet's shape. An important aspect of the novelty is also the use of a digital elevation model (PaleoDEM) to analyze the transformation of the Earth's shape in a spatial and temporal context and to display them on maps. An important element of the study is the use of paleoreconstruction data to track past changes in the Earth's shape and determine their impact on modern geodynamic processes. The scientific significance of the research also lies in the ability to create models of evolutionary changes in the Earth's shape, which contributes to a better understanding of geodynamic processes and can serve as a basis for predicting possible structural transformations of the lithosphere in the future.

The practical significance of the results is confirmed by the use of the developed methodology for determining the stress-strain state of the lithosphere to predict potentially dangerous zones with increased tectonic activity on a planetary and regional scale, to assess risks in terms of life safety and possible catastrophic consequences. From the point of view of practical significance, the developed algorithms, methods and research results are directly applicable to solving geodynamic problems in connection with the description of the course and prediction of a number of physical processes at the present stage of Earth's evolution. The proposed solutions can be used to prepare recommendations for minimizing dangerous natural disasters in regions with high tectonic risk, as well as to monitor displacements and transformations of the Earth's surface in the context of global climate change, sea level fluctuations, and other dynamic processes.

The dissertation analyzes the studies of planetary geodynamic processes and the problems of their modeling and notes the need to integrate interdisciplinary methods for a deeper understanding of changes in the shape of the planet, its geodynamics and deformation processes to build a dynamic theory of Earth evolution.

A model of changes in the parameters of the generalized shape of the Earth was developed using a global digital topography model (PaleoDEM), which reflects geological changes in the lithospheric surface, taking into account paleoreconstructions. As a result, trend patterns of changes in the parameters and orientation of ellipsoids describing the lithospheric surface on a geologic time scale were revealed. Thus, the maximum deviation of the pole of the minor semi-axis from the north pole of the Earth is $\sim 3^\circ$ for 108 obtained ellipsoids based on PaleoDEM data, which approximate the surface of the lithosphere for different geological epochs, which may indicate a critical value of the deviation of the geographic pole from the axis of rotation of the Earth for any configuration of the location of continents and water surface. We propose an interpretation of lithospheric deformations and mapping of their changes occurring as a result of rotational processes and reorientation of the planet. These models differ from the existing ones in that they take into account not only the current state of the lithosphere, but also its evolution due to past processes in the mantle and changes in the planet's rotational regime.

The characteristics of the stress-strain state of the Earth's lithosphere based on the data of modeling geopaleoreconstructions in geological time are obtained by formulating and solving the problem of finding the vectors of displacement of points on its surface as a result of the transformation of one shape into another due to the occurrence of tangential mass forces (TMF). The relations are obtained that allow (at a viscosity of 10^{19} Pa·s and a thickness of the asthenospheric layer of 200 km) to recalculate the obtained TMF in terms of strain rate (1 mGal corresponds to 0.16 mm/year) and normal stress (1 mGal corresponds to $2,5 \cdot 10^5$ Pa). Taking into account the maximum value of the TMF, which is 210 mGal, we obtained the continental displacement rate of ~ 40 mm/year and the stress of $\sim 5 \cdot 10^7$ Pa. A probable interpretation of the role of gravitational and rotational forces in the formation of the global stress field and the transformation of the Earth's lithospheric surface shape is proposed. Due to the deviation of the two main figures of the Earth, which

approximate the topography of the lithosphere surface and the geoid, individual blocks of the Earth's crust are in a permanent state of motion, which adequately affects the deformation of the topology of the figure, which changes its parameters over time in accordance with the angle of rotation around the axis of rotation. In our opinion, this is one of the likely factors of the process that triggers global movements of lithospheric blocks. As a result, the lithosphere shape is transformed, which is characterized by a change in the size of the axes of the ellipsoids describing the lithosphere surface and their orientation.

The cluster and correlation analysis of the TMF vector field with the field of tectonic plate displacements based on the directions of GNSS stations and continental movement according to the Global Strain Rate Map Project (GSRM) model was performed, which provided quantitative confirmation of the assumptions about the possible influence of these forces on the mechanism of tectonic plate movement. The planetary pattern of TMF vectors distribution mostly correlates well with the direction of horizontal displacements vectors of permanent stations based on GNSS-measurements.

For the first time, the results of determining the pole wander (TPW) from paleogeoid models associated with lithospheric plate movements were obtained, which deepens the understanding of dynamic processes occurring on a geologic time scale. The main factor is that the amplitudes of such displacements can reach up to 30 m along the meridian. Changes in the amplitudes of pole motion are uneven and periodic, which are caused by cyclic geodynamic instability, manifested as secular variations in the shape of the planet and gravitational field due to the influence of mass redistribution from the lithosphere to the inner core during the Earth's evolution.

The results obtained can also be used as a basis for further development of models of geodynamic processes that take into account the interaction of the Earth's core and mantle and their impact on pole motion and planetary rotation. Further research in this area can reveal even more details about the cyclicity of tectonic and gravitational-rotational processes that ensure the evolutionary development of the

Earth's shape and affect its geodynamic properties. In addition, studies aimed at adapting the model for other planets of the Solar System are promising, which will allow studying similar processes on planets with different geological conditions.

Key words: geodynamic processes, modeling, mapping, tectonic activity, Earth shape, lithosphere, stress-strain state, digital elevation model, paleogeographic reconstructions.

List of publications

Articles in Ukrainian scientific periodicals included in international scientometric databases:

1. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2017). Shape of the Earth and geodynamics. *Geodynamics*, 2(23), 141-163. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.141>

2. Tserklevych, A. L., Zayats, O. S., Shylo, Y. O., & **Shylo, O. M.** (2018). Generation of the stressed state of the lithosphere of the Earth and Mars caused by the reorientation of their figures. *Kinematics and Physics of Celestial Bodies*, 34, No.1, 19-36. <https://doi.org/10.3103/s0884591318010051>

3. Tserklevych, A. L., Shylo, Y. O., & **Shylo, O. M.** (2019). Earth's figure changes—geodynamic factor of stressed-deformed lithosphere state. *Geodynamics*, (1 (26)), 28-42. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.028>

4. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2023). On the distribution of tangential mass forces in the Earth's lithosphere. *Geodynamics*, 2(35), 80–88. <https://doi.org/10.23939/jgd2023.02.080>

Article in the professional edition of Ukraine:

5. Tserklevych, A., Badlo T., Zayats O., Shylo, Ye., & **Shylo, O.** (2024). Modeling the geoid and polar motion in geological time. *Geodynamics*, 2(37), 45-55. <https://doi.org/10.23939/jgd2024.02.045>

Publications that certify the approbation of the dissertation materials, namely materials and abstracts of international and domestic scientific and technical and scientific conferences:

6. **Shylo, O.**, & Shylo, Y. (2017, December). The definition of deviation of «Goevolutionary» plumb line based on data from the transformation of the Earth. In *Litteris et Artibus* (pp. 202-205).

7. Shylo Ye., **Shylo O.** (2017). Determination of tangential forces based on the results of the Earth's shape transformation. International Scientific and Technical Conference of Young Scientists “Geoterrace-2017” (pp. 68-70).

8. Tserklevych A., Shylo Ye., **Shylo O.** (2018). Determination of parameters of deformation of the Earth's lithosphere surface. IX International Scientific and Practical Conference “New Technologies in Geodesy, Land Management, Forestry and Nature Management”, Uzhhorod (pp. 18-21).

9. Tserklevych A., Shylo Ye., **Shylo O.** (2018). Transformation of the lithosphere shape caused by the evolutionary development of the Earth. IV International Scientific Conference “Geophysical Research and Modeling of the Earth's Physical Fields”, Verkhne Syniovydne village, Skole district, Lviv region, Ukraine (pp. 3-10).

10. **Shylo, O.**, Shylo, Y., Tserklevych, A., & Bubniak, I. M. (2019, May). Geometric deformation of the Earth's lithosphere figure and its dynamic interpretation. In 18th International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects, Vol. 2019, No. 1 (pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. [DOI: 10.3997/2214-4609.201902059](https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902059)

11. Tserklevych A., Shylo Ye., **Shylo O.** (2019). Deformations of the Earth's lithosphere. 24th International Scientific and Technical Conference “Geoforum-2019”. Lviv-Bryukhovychi-Yavoriv (pp. 21-22).

12. Tserklevych A., **Shylo O.**, Shylo Ye. (2019, September). Method for determining the stress-strain state of the lithosphere. VII International Scientific

Conference “Geophysics and Geodynamics: Forecasting and Monitoring of the Geological Environment”. Lviv (pp.196-198).

13. **Shylo, O.**, & Shylo, Y. (2019). Modeling figure and orientation of the Earth's lithosphere based on paleoDEM. In *Litteris et Artibus* (pp. 37-41).

14. Tserklevych, A., Shylo, Y., **Shylo, O.** (2020, December) The transformation of the lithospheric figure caused by the evolutionary development of the Earth. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2020». *DOI: 10.3997/2214-4609.20205719*

15. Tserklevych, A., Shylo, Y., **Shylo, O.**, & Zayats O. (2022, October). Horizontal Deformations and the Stressed State of the Earth Surface Caused by Reorientation of the Shape of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2022» (pp.1-5). *DOI: 10.3997/2214-4609.2022590042*

16. Tserklevych A., Shylo Ye., **Shylo O.** (2023, April). The role of tangential mass forces in geodynamics. International Scientific and Technical Conference “Geoforum-2023” (pp. 102-105).

17. Tserklevych, A., Shylo, Y., & **Shylo, O.** (2023, October). Genesis of Tangential Mass Forces Caused by Reorientation of the Generalized Figure of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2023» (pp.1-5). *doi.org/10.3997/2214-4609.2023510049*

18. Tserklevych A., Badlo T., Zayats O., **Shylo O.**, Shylo Ye. (2024, April). Geoid modeling in geologic time. International Scientific and Technical Conference “Geoforum-2024” (pp. 91-93).

19. Tserklevych, A., Zayats O., Shylo, Y., **Shylo, O.**, & Badlo T. (2024, October). Modeling of true polar wander (TPW) during 540 Ma. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2024».

Зміст

Анотація	2
Список публікацій.....	6
Зміст	16
Перелік умовних скорочень	18
Вступ.....	19
Розділ 1. Огляд планетарних геодинамічних процесів та проблеми їх моделювання	26
1.1. Загальні відомості про будову Землі та концепцію тектоніки плит	27
1.1.1. Внутрішня будова Землі	27
1.1.2. Сучасна концепція тектоніки плит	31
1.2. Основні поняття та історичні етапи дослідження фігури Землі	37
1.3. Ротаційний режим та геодинамічні ефекти обертання Землі.....	45
1.4. Принцип мінімізації гравітаційної енергії та гідростатичний стан планети	53
1.5. Гравітаційне поле та топографія Землі.....	55
1.6. Ізостатичний стан та неоднорідна будова планети	64
1.7. Загальні положення глобального геодинамічного аналізу за даними космічної геодезії	69
1.8. Комплексний процес моделювання планетарних геодинамічних процесів	76
Висновки до першого розділу	78
Розділ 2. Моделювання та картографування планетарних змін фігури Землі в геологічному часі	80
2.1. Зв'язок фігури Землі з геодинамічними процесами.....	80
2.2. Моделювання трансформації фігури в минулі геологічні епохи.....	87
2.2.1. Цифрова модель рельєфу (PaleoDEM) поверхні літосфери на основі карт геопалеорекострукцій	87

2.2.2. Апроксимація цифрової моделі рельєфу поверхні літосфери параметризованими еліпсоїдами	96
2.2.3. Комп'ютерне моделювання параметрів фігури Землі та розміщення північного полюса за даними палеорекострукцій материкової і океанічної поверхні	101
2.3. Геодинамічна інтерпретація процесу еволюційного розвитку фігури літосфери Землі	107
Висновки до другого розділу	123
Розділ 3. Дослідження напружено-деформованого стану літосферної оболонки та руху полюса в геологічному часі	126
3.1. Зміни фігури Землі – геодинамічний фактор напружено-деформованого стану літосфери	129
3.1.1. Деформації та напруження літосферної оболонки внаслідок зміни швидкості обертання Землі	131
3.1.2. Деформації та напруження літосферної оболонки обумовлених переорієнтацією фігури літосфери	141
3.2. Інтерпретація деформації еліпсоїда і поля напружень тектоносфери у результаті зміни швидкості і положення вісі обертання Землі	149
3.3. Про роль тангенціальних масових сил обумовлених переорієнтацією узагальненої фігури літосфери	154
3.4. Моделювання геоїда і руху полюса в геологічному часі	157
3.4.1. Визначення кореляційного зв'язку між висотами геоїда і фізичною поверхнею Землі	
3.4.2. Моделювання справжнього полярного блукання (TPW)	167
Висновки до третього розділу	173
Висновки	175
Список використаних джерел	178
Додаток А	200
Додаток Б	212

Перелік умовних скорочень

Скорочення, термін, позначення	Пояснення
GSRM	Global Strain Rate Map Project Глобальна карта швидкості деформації
IAG	International Association of Geodesy Міжнародна асоціація геодезії
Ma, млн років	Мільйони років тому
PaleoDEM	Набори даних палеорекострукцій
PREM	Preliminary reference Earth model Попередня еталонна референсна модель Землі
TPW	True Polar Wander Блукаючий рух полюса
ГНСС	Глобальна навігаційна супутникова система
ККК	Коефіцієнтів ковзної кореляції
ТМС	Тангенціальні масові сили
ЦМРП	Цифрова модель рельєфу поверхні

Вступ

Обґрунтування вибору теми дослідження. Тема дисертації є актуальною, оскільки заплановані дослідження дотичні до фундаментальних наук про Землю, де ключовими питаннями є: створення геодинамічної моделі Землі, яка охоплює основні стадії її еволюції в просторово-часовому масштабі та адекватних реальності теорій інтерпретації геоданих. Циклічність глобальних процесів, які відбувались на Землі, є проявом ротаційних рухів Землі як планетного тіла, а вони в свою чергу впливають на динаміку земної кори, літосферу, тектоносферу і, можливо, на переміщення внутрішнього ядра. У планетарній геодезії та геофізиці значна увага приділяється розумінню природи переміщення літосферних плит, зміні форми Землі та гравітаційного поля, динаміці обертового руху. Тектонічна еволюція Землі є предметом досліджень і конструктивних дискусій фахівців в галузі наук про Землю майже із початку розвитку геології і геотектоніки. Її сучасна парадигма – тектоніка літосферних плит, містить ще не зовсім обґрунтовані положення, і серед них – механізми горизонтальних і вертикальних переміщень континентальних плит. У зв'язку з цим дослідження еволюції фігури Землі у геологічному часі та на сучасному етапі з використанням методів геодезії, комп'ютерного моделювання та ГС-технологій, вивчення ролі ротаційних факторів та їх впливу на протікання різномасштабних геотектонічних процесів є актуальними і представляє значний інтерес для планетарної геодезії, фундаментальної геології, геофізики та інших наук про Землю. Актуальність дослідження підтверджується також потребою сучасних наукових підходів до моделювання планетарних процесів, що можуть впливати на переміщення літосферних плит, зміну динамічного рельєфу та блукаючий рух полюса “True Polar Wander” (TPW). Повільний повзучий рух мантії Землі спричиняє тимчасові зміни рельєфу поверхні в різних просторових і часових масштабах. За останні десятиліття ми спостерігаємо значний прогрес у розумінні цієї так званої

«динамічної топографії», де зростає кількість досліджень, які підкреслюють її фундаментальну роль у формуванні поверхні нашої планети. Окрім того, дослідження спрямоване на вдосконалення моделювання деформацій та напруженого стану літосфери через трансформацію фігури Землі є важливим для розуміння тектонічних процесів. Зазначимо також, що вибір теми базується на аналізі сучасних наукових робіт у сфері космічної геодезії, планетарної геофізики та глобальної тектоніки, яка відкриває нові перспективи для картографування змін фігури та ротаційного режиму Землі в просторово-часових масштабах, що, без сумніву, поглиблює розуміння динамічних процесів планети і формування теорії побудови глобальної моделі динаміки Землі.

Відзначимо також, що дисертаційна робота є подальшим розвитком наукових уявлень, які розвивалися на пострадянському просторі Б.П. Лічковим, М.В. Стовасом, В.О. Цареградським, П. Н Кропоткіном, П.С. Вороновим, М.С. Молоденським, В. Є.Хаїним, Ж.С. Єржановим, в Україні К.Ф. Тяпкіним, М. М. Довбнічем, А.Л. Церклевичем, І.В. Карпенком, О.Б. Гінтовим, О.С. Зайцем, за кордоном: Ю.В. Баркіним, О.В. Доліцким, Ю.М. Авсюком, Ю.Л. Ребецьким, Л.М. Расцветаєвим, А.В. Вікуліним, Н.С. Сідоренковим, T.Gold, W. Mank, G. MacDonald, C.R.Scotes, N .Wright, C. Wang, D. A. Evans та ін. і є наступним кроком у вивченні ролі ротаційної динаміки та переорієнтації фігури планети в масштабах геологічного часу у протіканні різномасштабних геотектонічних і геодинамічних процесів, що враховує сучасні досягнення в науках про Землю.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами і темами. Дисертаційна робота виконана на кафедрі інженерної геодезії Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка» і відповідає тематиці кафедри «Модернізація технологій інженерно-геодезичних робіт та геодезичний моніторинг інженерних споруд і геодинамічних явищ» та одному з наукових напрямів Інституту геодезії «Дослідження фігури та зовнішнього гравітаційного поля Землі і планет, створення геоінформаційних систем,

програмних продуктів і баз геопросторових даних». Виконані дослідження узгоджуються з пріоритетними дослідженнями деформацій земної кори усіх масштабів від глобальної тектоніки плит до локальних деформацій у рамках розвитку і координації міжнародних програм зі спостереження, аналізу та інтерпретації даних деформаційних полів геодинамічними методами у діяльності підкомісії 3.2 “Деформації земної кори” комісії 3 “Обертання Землі та геодинаміка” Міжнародної асоціації геодезії IAG.

Мета і завдання дослідження. Метою дослідження є розробка комплексної методології для моделювання та картографування планетарних змін фігури Землі, оцінки полів глобального напружено-деформованого стану літосфери та переміщення полюсу Землі (“True Polar Wander” (TPW) в масштабах геологічного часу, що дозволить надати більш інформативні уявлення щодо протікання геотектонічних і геодинамічних процесів.

Об'єктом дослідження є планетарна фігура Землі і її ротаційний режим в просторово-часовому масштабі.

Суб'єктом дослідження є варіації параметрів узагальненої фігури Землі і ротаційні поля напружень, обумовлені міграцією полюса, та їх роль у протіканні різноманітних геопроцесів в масштабі геологічного часу.

Основні завдання, які необхідно вирішити для досягнення цієї мети:

- провести комплексний аналіз літературних джерел з тектонічної динаміки Землі та різноманітних підходів до вивчення геодинамічних процесів;
- розробити модель зміни параметрів узагальненої фігури Землі спричинених її геологічною еволюцією та тектонічною активізацією з використанням глобальної цифрової моделі топографії (PaleoDEM), яка відображає історичні зміни поверхні літосфери з врахуванням даних палеорекострукцій;
- розробити методику комп'ютерного моделювання напружено-деформованого стану літосфери та зміни висот геоїда в результаті планетарних процесів, обумовлених переміщенням материків за даними палеорекострукцій.

– виконати кластерний та кореляційний аналіз співставлення векторного поля ТМС з полем переміщень тектонічних плит за даними напрямків руху ГНСС-станцій та руху материків за моделлю Global Strain Rate Map Project (GSRM);

– виконати кореляційний аналіз висот геоїда і топографії за допомогою коефіцієнтів ковзної кореляції (ККК);

– оцінити висоти палеогеоїдів і зміни руху полюса “True Polar Wander” (TPW) з використанням наборів даних висот топографії (PaleoDEM) за моделями палеореконструкцій.

Методи дослідження. У роботі використано такі методи дослідження:

– математичне моделювання: застосовувалося для обчислення деформаційних і ротаційних змін, що впливають на фігуру Землі. Цей метод забезпечив детальне дослідження процесу трансформації форми Землі в геологічному часі;

– цифрове картографування: дозволило створити карти змін фігури літосфери з урахуванням деформаційних процесів, викликаних рухом літосферних плит і тангенціальними силами. Цей метод допоміг у візуалізації динаміки геодинамічних змін;

– геофізичний аналіз: був використаний для інтерпретації напруженого стану літосфери, обумовленого ротацією Землі і змінами в її гравітаційному полі;

– кореляційний аналіз: для інтерпретації зв'язку висот топографії і геоїда;

– комп'ютерне моделювання: дозволило побудувати цифрові моделі для відстеження зміщення північного полюса та оцінки геоїда на різних стадіях геологічного часу.

Наукова новизна отриманих результатів. Результати виконаних досліджень, комп'ютерне моделювання геопалеореконструкцій планетарного переміщення мас та оцінка їх впливу на ротаційні параметри і фігуру літосфери Землі надали ймовірну інформацію для нового сприйняття геодинамічних

процесів і закономірностей структуроутворення, що має важливе значення для геодинаміки та геотектоніки.

В дисертаційній роботі:

1. Запропоновано нові моделі та підходи до інтерпретації деформацій літосфери та картографування їх змін, спричинених ротаційними процесами і переорієнтацією планети. Зазначені моделі відрізняються від існуючих тим, що враховують не тільки поточний стан літосфери, але її еволюцію у зв'язку з минулими процесами в мантії та зміною ротаційного режиму планети.

2. Уточнено результати, що визначають трендові закономірності зміни параметрів і орієнтацію еліпсоїдів, що описують поверхню літосфери в масштабі геологічного часу з використанням моделі топографії (PaleoDEM).

3. Отримані характеристики напружено-деформаційного стану літосфери Землі за даними моделювання геопалеорекострукцій в геологічному часі через постановку та розв'язок задачі знаходження векторів переміщення точок на її поверхні в результаті трансформації однієї фігури в іншу внаслідок зміщення полюса малої вісі. Запропонована ймовірна інтерпретація ролі гравітаційно-ротаційних сил у формуванні глобального поля напружень та трансформації фігури поверхні літосфери Землі.

4. Деталізовано особливості зв'язку напрямків векторного поля ТМС з напрямками переміщення перманентних ГНСС-станцій і напрямками переміщення модельних швидкостей материків GSRM.

5. Запропоновано та обґрунтовано гіпотезу щодо дії динамічних сил, які спонукають до трансформації фігури літосфери в процесі еволюційного розвитку Землі: вертикальні (радіальні) сили порушують осьову симетрію, а горизонтальні сили (за рахунок енергії обертання), відновлюють цю симетрію шляхом переміщення окремих плит і блоків, а також “квасірідких мас” в напрямку дії ТМС.

6. Вперше побудовано моделі палеогеоїдів для минулих геологічних епох з використанням висот топографії поверхні літосфери за наборами даних

палеореко́нструкції (PaleoDEM), що надало можливість оцінити блукання полюсу (TPW).

Практичне значення роботи визначається розробкою теоретичних підходів і побудованих на їх основі моделей, алгоритмів та програм, що описують динаміку зміни фігури літосфери в масштабі геологічного часу. Отримані результати можуть бути використані в теоретичних і практичних роботах в галузі астрономії, геодезії та геофізики для вивчення планетарних геодинамічних процесів та напруженого стану. Вони можуть бути впроваджені в навчальний процес у лекційні і лабораторні курси фахових дисциплін “Планетарна та інженерна геодинаміка”, “Динамічна геодезія” та “Моніторинг і прогнозування напружено-деформованого стану територій, будівель і споруд” у Національному університеті “Львівська політехніка”.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є результатом дослідницької діяльності авторки, заснованої на систематичному аналізі, моделюванні та інтерпретації змін фігури Землі та геодинамічних процесів. Особистий внесок здобувача полягає у наступному:

Авторкою обґрунтовано вплив трансформацій фігури Землі на формування напружено-деформованого стану літосфери. Запропоновано нові методи до моделювання фігури Землі та геоїда у геологічному часі, включаючи вплив горизонтальних деформацій та перерозподілу масових сил у літосфері. Проведено дослідження генезису тангенціальних масових сил, викликаних переорієнтацією фігури літосфери. Визначено їхній вплив на горизонтальні деформації та напружений стан поверхні Землі [206, 207, 208, 210]. Запропоновано метод визначення параметрів деформацій на основі аналізу фігури Землі [60, 61, 64]. Авторкою розроблено модель трансформації фігури літосфери у контексті палеогеодинаміки, включаючи врахування горизонтальних переміщень, перерозподілу мас та переорієнтації фігури Землі [192, 204, 205, 209, 211]. Виконано моделювання геоїда та його зв'язку з явищем дійсного полярного дрейфу (True Polar Wander, TPW) у геологічному масштабі

часу [59, 206, 211]. Проведено числове моделювання і динамічну інтерпретацію деформацій літосфери та пов'язаних з ними геодинамічних процесів [62, 63, 191]. Визначено та проаналізовано розподіл тангенціальних масових сил у літосфері та їхню роль у глобальній геодинаміці [63, 207, 208].

Апробація матеріалів дисертації. Основні результати досліджень були представлені на міжнародних науково-технічних конференціях та отримали позитивну оцінку наукової спільноти [59, 60, 61, 62, 63, 64, 67, 190, 191, 192, 208, 209, 210, 211]. Особистий внесок здобувача у спільно підготовлених працях полягає у обґрунтуванні методології дослідження, виконанні аналітичних розрахунків, числового моделювання, інтерпретації отриманих результатів, підготовці текстів статей і доповідей, а також формулюванні висновків дослідження.

Здобуваючою самостійно виконано значну частину досліджень, що стосуються геодинамічної інтерпретації процесів перерозподілу масових сил, трансформації фігури Землі та їхнього впливу на напружено-деформований стан літосфери.

Публікації. Основні положення дисертації висвітлено в 19 наукових працях, серед яких 5 статей у наукових періодичних виданнях, які внесені до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science та 14-ти публікаціях, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації та додатково відображають наукові результати дисертації, серед яких 5 в матеріалах конференцій, що індексуються в Scopus.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з трьох основних розділів: вступу, висновків, списку використаних джерел та додатків. Загальний обсяг роботи – 216 сторінок, з яких основний зміст займає 158 сторінок, включаючи 59 рисунків, 14 таблиць, 224 позиції списку літератури та 2 додатки.

Розділ 1. Огляд планетарних геодинамічних процесів та проблеми їх моделювання

Геодинамічні процеси, що визначають структуру та поведінку Землі, мають фундаментальне значення для розуміння нашої планети та її еволюції. Протягом багатьох століть науковці прагнули пояснити природу різноманітних явищ, таких як рухи літосферних плит, обертання Землі, гравітаційні поля та сейсмічні процеси. Завдяки досягненням у сфері космічної геодезії, теоретичної геофізики, тектоніки та математичного моделювання, ми сьогодні володіємо потужними інструментами для аналізу та інтерпретації складних планетарних процесів.

Цей розділ присвячений огляду сучасних уявлень про будову та динаміку Землі, починаючи з базових понять про її структуру і тектоніку плит, до складних моделей гравітаційного поля та сейсмічної активності. Зокрема, приділена увага ротаційним ефектам, гравітаційній енергії, ізостазії та принципам геодинамічного аналізу на основі новітніх космічних досліджень. Також розглянуто як історичні передумови формування сучасних наукових концепцій, так і новітні досягнення в галузі моделювання деформацій земної кори та їх зв'язку з тектонічними напруженнями планетарних геодинамічних процесів.

Головні джерела тектонічних рухів і деформацій лежать не в самій літосфері, а в більш глибоких надрах Землі і перш за все в безпосередньо підстилаючому літосферу більш пластичному і рухомому шарі верхньої мантії – астеносфері. У зв'язку з цим літосферу і астеносферу нерідко об'єднують в одне поняття тектоносфери (або тектосфери) як головної області прояву тектонічних процесів. Однак сучасні дані показують, що основні джерела тектонічних рухів і деформацій лежать ще глибше, що в них залучена вся мантія аж до прикордонного шару з рідким ядром Землі. Ось чому в даний час

область інтересів геотектоніки не може обмежуватися літосферою і тим більше тільки земною корою і поширюється на Землю в цілому [52].

1.1. Загальні відомості про будову Землі та концепцію тектоніки плит

Будова Землі та тектоніка плит є базовою концепцією сучасного представлення наук про Землю, які пояснюють як внутрішню структуру нашої планети, так і динамічні процеси, що відбуваються на її поверхні. Земля складається з кількох основних оболонок, кожна з яких має власні фізичні та хімічні властивості. Від зовнішньої земної кори до глибокого внутрішнього ядра ці оболонки відіграють ключову роль у формуванні геологічних структур і геодинамічних процесів.

1.1.1. Внутрішня будова Землі

Структуру Землі можна визначити двома способами: через механічні властивості (такі як реологія) або за геохімічним складом. Механічно її можна розділити на літосферу, астеносферу, мезосферну мантію, зовнішнє ядро та внутрішнє ядро. За хімічним складом Землю поділяють на кору, верхню мантію, нижню мантію, зовнішнє ядро та внутрішнє ядро. Структурні шари Землі знаходяться під поверхнею на наступних глибинах [142] (табл. 1.1).

Таблиця 1.1.

Структура Землі [142]

Глибина (км)	Шар
<i>1</i>	<i>2</i>
0–80	Товща літосфери (локально змінюється від 5 до 200 км)
0–35	Товща земної кори (локально змінюється від 5 до 70 км)
35–2890	Мантія
80–220	Астеносфера
410–660	Перехідна зона
35–660	Верхня мантія

продовження табл. 1.1

<i>1</i>	<i>2</i>
660–2890	Нижня мантія
2740–2890	Шар D''
2890–5150	Зовнішнє ядро
5,150–6,360	Внутрішнє ядро

У табл. 1.2 наведено детальні характеристики та приклади внутрішніх та зовнішніх шарів Землі.

Таблиця 1.2.

Шари Землі [141]

	<i>Тип шару</i>	<i>Склад</i>	<i>Глибина протягання</i>	<i>Властивості</i>
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
Кора	Океанічна кора	Базальт	5–10 км	Холодна, Тверда та міцна
	Континентальна кора	Граніти	20–70 км	Холодна, Тверда та міцна
Літосфера	Літосфера включає земну кору та верхню частину мантії	Змінюється; кора і мантія мають різний склад	75–125 км	Холодна, Тверда та міцна
Мантія	Верхня частина мантії, що входить до складу літосфери Астеносфера	Вся мантія - це ультрамафіодна порода. Її мінералогія змінюється в залежності від глибини	Поширюється на 350 км	Гарячий, слабкий і пластичний, 1% або 2% розплавлений
	Залишок верхньої мантії		Поширюється з 350 до 660 км	Розпечена, під величезним тиском, і механічно міцний
	Нижня мантія		Поширюється з 660 до 2900 км	Високий тиск формує мінерали, відмінні від мінералів верхньої мантії
Ядро	Зовнішнє ядро	Залізо та нікель	Простягається від 2900 км до 5150 км	Рідке
	Внутрішнє ядро	Залізо та нікель	Простягається від 5150 км до центру Землі	Тверде

Розмежування шарів Землі було здійснено опосередковано, використовуючи час проходження заломлених і відбитих сейсмічних хвиль, від землетрусів. Ядро не пропускає через себе поперечні хвилі зсуву, а в інших шарах швидкість руху (сейсмічна швидкість) різна. Зміни сейсмічної швидкості між різними шарами викликають заломлення завдяки закону Снелла, подібно до викривлення світла, коли воно проходить через призму.

У 1981 році була розроблена попередня еталонна референсна модель Землі (PREM) (рис. 1.1) Адамом М. Дзевонським та Доном Л. Андерсоном у відповідь на рекомендації «Комітету зі стандартної моделі Землі» Міжнародної асоціації геодезії (IAG) та Міжнародної асоціації сейсмології та фізики надр Землі (IASPEI) [98].

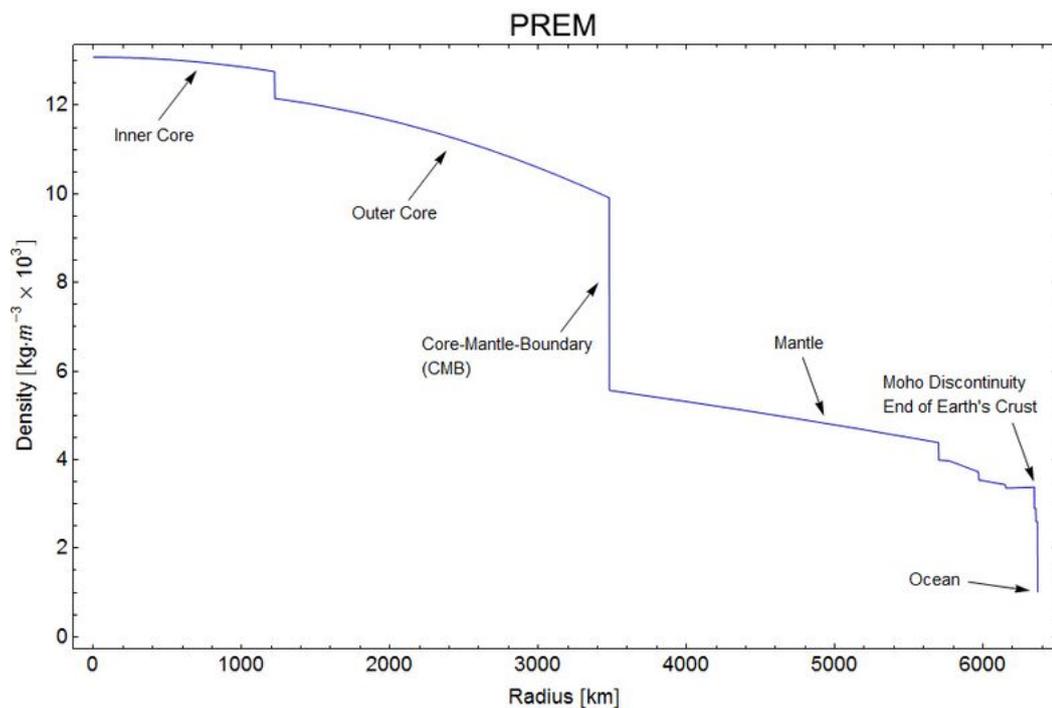


Рис. 1.1. Радіальний розподіл густини Землі згідно з попередньою еталонною моделлю Землі (PREM [98])

Земна кора простягається на глибину від 5 до 70 кілометрів і є зовнішнім шаром [71, 15]. Її найтонша частина – це океанічна кора, яка лежить в основі океанічних басейнів (5–10 км) і складається із щільних залізо-магнієво-силікатних магматичних порід, таких як базальт. Більш товста земна кора –

континентальна, менш щільна і складається з натрієво-калієво-алюмінієвих силікатних гірських порід, таких як граніт. Гірські породи кори поділяються на дві основні категорії – сіал і сіма (Зюсс, 1831-1914). За оцінками, сіма починається приблизно на 11 км нижче розриву Конрада (розрив другого роду). Верхня частина мантії разом з корою утворює літосферу. Межа між корою і мантією ідентифікується як дві фізично різні структури. По-перше, відбувається розрив сейсмічної швидкості, який найбільш відомий як розрив Мохоровичича, або Мохо. Вважається, що причиною Мохо є зміна складу гірських порід, що містять польовий шпат плагіоклаз (вгорі), до порід, які не містять польових шпатів (внизу). По-друге, в океанічній корі існує хімічний розрив між ультраосновними кумулятами і тектонізованими гарцбургітами, який спостерігається в глибоких частинах океанічної кори, що були насунуті на континентальну кору і збереглися у вигляді офіолітових послідовностей. Багато гірських порід, які зараз складають земну кору, утворилися менше 100 мільйонів років тому; однак найдавніші відомі мінеральні породи мають вік близько 4,4 млрд років, що вказує на те, що Земля має тверду кору щонайменше 4,4 млрд років [144].

Мантія Землі простягається до глибини 2890 км, що робить її найтовстішим шаром Землі. Мантія поділяється на верхню і нижню мантію, які розділені перехідною зоною. Найнижча частина мантії поруч з межею ядра і мантії відома як шар D". Тиск в нижній частині мантії становить $\approx 140 \cdot 10^6$ Па. Мантія складається з силікатних порід, які багаті на залізо і магній порівняно з надземною корою. Незважаючи на свою твердість, високі температури всередині мантії роблять силікатний матеріал достатньо пластичним, щоб він міг текти в дуже тривалих часових масштабах. Конвекція мантії гіпотетично проявляється на поверхні через рухи тектонічних плит. Оскільки в міру заглиблення в мантію тиск зростає, нижня частина мантії тече повільніше, ніж верхня (хімічні зміни в мантії також можуть бути важливими). В'язкість мантії коливається між 10^{21} і 10^{24} Па·с, залежно від глибини. Для порівняння, в'язкість

води становить приблизно 10^3 Па·с. Джерелом тепла, яке рухає тектоніку плит, є первісне тепло, що залишилося від формування планети, а також радіоактивний розпад урану, торію та калію в земній корі та мантиї [141].

1.1.2. Сучасна концепція тектоніки плит

Дослідниками наук про Землю розроблено багато гіпотез щодо тектонічної еволюції Землі. Однією з гіпотез був дрейф континентів, яку запропонував Альфред Вегенер у серії статей з 1910 по 1928 рр. Він був одним з перших, хто зрозумів, що поверхня Землі змінилася з плином часу, і що континенти, які зараз роз'єднані, можливо, були з'єднані разом в якийсь момент у минулому. Основна ідея теорії дрейфу континентів полягала в тому, що континенти розташовані на плитах і вони дрейфують по поверхні Землі. Всі вони колись були з'єднані разом як величезний суперконтинент. Мобілістська ідея Вегенера була викликана його спостереженням за майже ідеальною співпадінням берегових ліній південноамериканського та африканського континентів. Додаткові докази на користь теорії континентального дрейфу такі:

1. Скам'янілості однієї і тієї ж рослини (*Glossopteris*) знайдені в Австралії, Індії, Антарктиді та Південній Америці.
2. Скам'янілості однієї і тієї ж рептилії (*Mesosaurus*) знайдені в Африці та Південній Америці. Ця тварина не могла переплисти сучасний Атлантичний океан.
3. Льодовикові відкладення, знайдені в теперішньому теплому кліматі, і скам'янілості рослин теплового клімату, знайдені на просторах Арктики.
4. Майже ідентичні гірські породи, знайдені на східному узбережжі США і західному узбережжі Європи а також на сході Південної Америки та заході Африки. [141]

Палеонтологи також виявили знайдені скам'янілості схожих видів на континентах, які зараз розділені великою географічною відстанню. Палеокліматичні дослідження, що стосуються вивчення клімату в минулі

періоди геологічної історії Землі, показали, що льодовики покривали великі території світу, які зараз також розділені великими географічними відстанями. Ці спостереження вказували на те, що літосфера Землі рухалася протягом геологічного часу.

Ідеї Вегенера були дуже суперечливими, оскільки він не мав пояснення, чому континенти рухалися, а лише констатував, що це відбувалося за даними спостережень. У той час багато геологів вважали, що особливості Землі є результатом того, що вона проходить через цикли нагрівання і охолодження, які спричиняють розширення і стиснення суходолу. Людей, які вірили в це, називали антимобілістами. Мобілісти були в протилежному таборі і підтримували ідеї Вегенера, оскільки багато хто з них бачив докази руху континентів, особливо в Альпах.

Хоча теорія «дрейфу континентів» Вегенера згодом була спростована, це був один з перших випадків, коли ідея руху земної кори була представлена науковому співтовариству; і вона заклала основу для розвитку сучасної тектоніки плит. Минали роки, і з'являлося все більше доказів на користь того, що плити постійно рухаються протягом геологічного часу.

Палеомагнітні дослідження, які вивчають минулі зміни магнітного поля Землі, показали, що північний магнітний полюс як би блукав по всій земній кулі. Це означало, що або плити рухалися, або північний полюс рухався. Оскільки північний полюс по суті фіксований, за винятком періодів розвороту магнітного поля, цей доказ рішуче підтримує ідею тектоніки плит.

З плином часу було виявлено ще більше доказів, які підтримують теорію тектоніки плит. У 1960-х роках для моніторингу ядерних випробувань було встановлено світову мережу сейсмометрів, і ці прилади виявили вражаюче геологічне явище. Він показав, що землетруси, вулкани та інші активні геологічні об'єкти здебільшого вирівнюються вздовж чітких поясів по всьому світу, і ці пояси визначають краї тектонічних плит.

Крім того, подальші палеомагнітні дослідження виявили смугасту картину магнітних інверсій в земній корі океанічних басейнів. Базальт містить значну кількість магнітних мінералів, які називаються магнетитами. Коли лава з осередків виверження в океанах формується і охолоджується, ці мінерали вирівнюються до північного полюса. У минулому Земля пережила кілька магнітних інверсій, під час яких північний і південний полюси на певний час мінялися місцями. Коли геологи і геофізики виявили, що кора в океані зафіксувала ці зміни, це стало ще більш переконливим доказом того, що літосфера повинна була перебувати в русі, інакше не було б ніяких «смуг» кори нормальної і зворотної полярності.

Це були останні шматочки пазлу, які призвели до розвитку сучасної теорії тектоніки плит. З моменту своєї появи в 1960-х роках теорія тектоніки плит отримала широке визнання в якості моделі земних тектонічних процесів. У 1965 році канадський геофізик Джей Тузо Вілсон поєднав гіпотези дрейфу континентів і спредингу морського дна, щоб запропонувати теорію тектоніки плит [141]. Тузо Вілсон стверджував, що земна кора або літосфера, розділена на великі, жорсткі блоки, які називаються плитами.

Щорічно на Землі відбувається 1 мільйон землетрусів [141], більшість з них настільки слабкі, що ми їх не відчуваємо, але найсильніші руйнують міста і вбивають тисячі людей. Протягом геологічного часу гірські хребти піднімаються, а потім зникають, континенти мігрують по всій земній кулі, а океанські басейни відкриваються і закриваються. До 1960 року жодна теорія не пояснювала всі ці прояви тектонічної активності Землі. Тектоніка плит забезпечує єдину, об'єднуючу основу, що пояснює землетруси, виверження вулканів, формування гір, рух континентів та багато інших геологічних подій. Вона також дозволяє геологам ідентифікувати багато геологічних небезпек до того, як вони вплинуть на людей. Оскільки теорія тектоніки плит дуже важлива для сучасної науки, вона є основою для багатьох природничих наук.

Як і більшість великих, об'єднуючих наукових ідей, теорія тектоніки плит концептуально проста [141]. Вона описує зовнішній шар Землі, який називається літосферою, як оболонку з твердої та міцної гірської породи. Ця оболонка розбита на великі, середні і дрібні сегменти, які називаються тектонічними плитами. Їх також називають літосферними плитами, і ці два терміни взаємозамінні (рис. 1.2). [147]

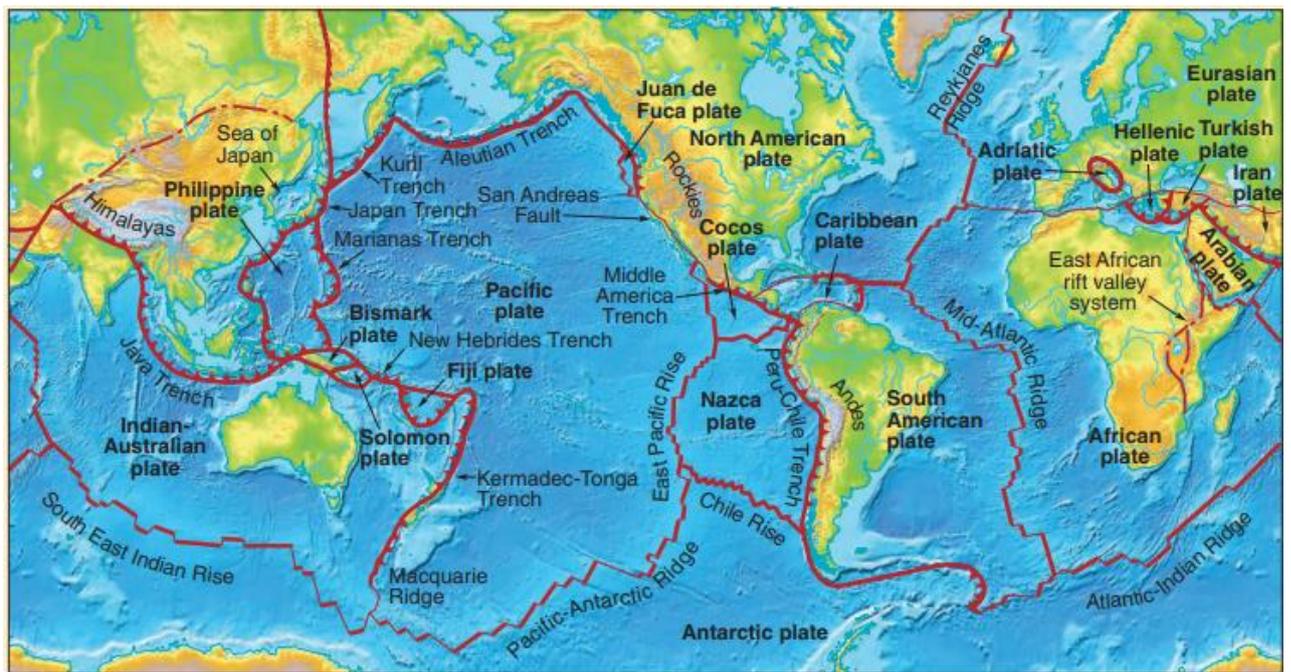


Рис. 1.2. Розміщення головних тектонічних плит [141]

Тектонічні плити плавають на нижньому шарі, який називається астеносферою. Астеносфера, як і літосфера, складається з гірських порід. Але астеносфера настільки гаряча, що якась її частина розплавлена. Як наслідок, для неї властива пластична повзучість. Літосферні плити повільно ковзають по астеносфері, як шматки льоду, що дрейфують по водоймі (рис. 1.3). Континенти та океанічні басейни складають верхні частини плит.

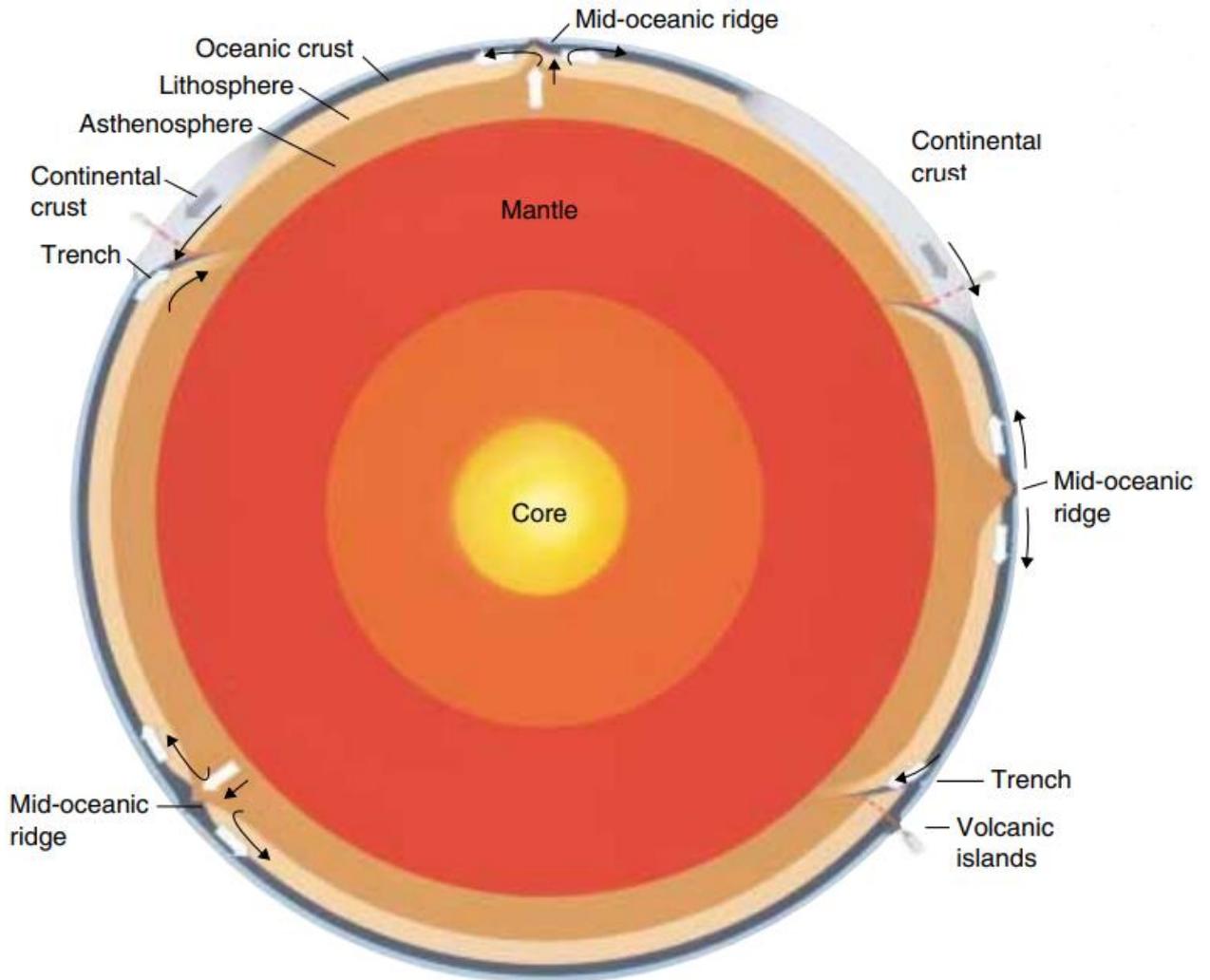


Рис. 1.3. Схема ковзання літосферних плит [141].

Коли тектонічна плита ковзає по астеносфері, континенти й океани рухаються разом з нею. Коли плита рухається, стара літосфера занурюється в надра Землі на її передньому краї, а нова літосфера формується на задньому краї. Основна геологічна активність Землі відбувається на границях плит, у зонах, де тектонічні плити зустрічаються і взаємодіють. Сусідні плити можуть рухатися одна відносно одної трьома різними способами (рис. 1.4).

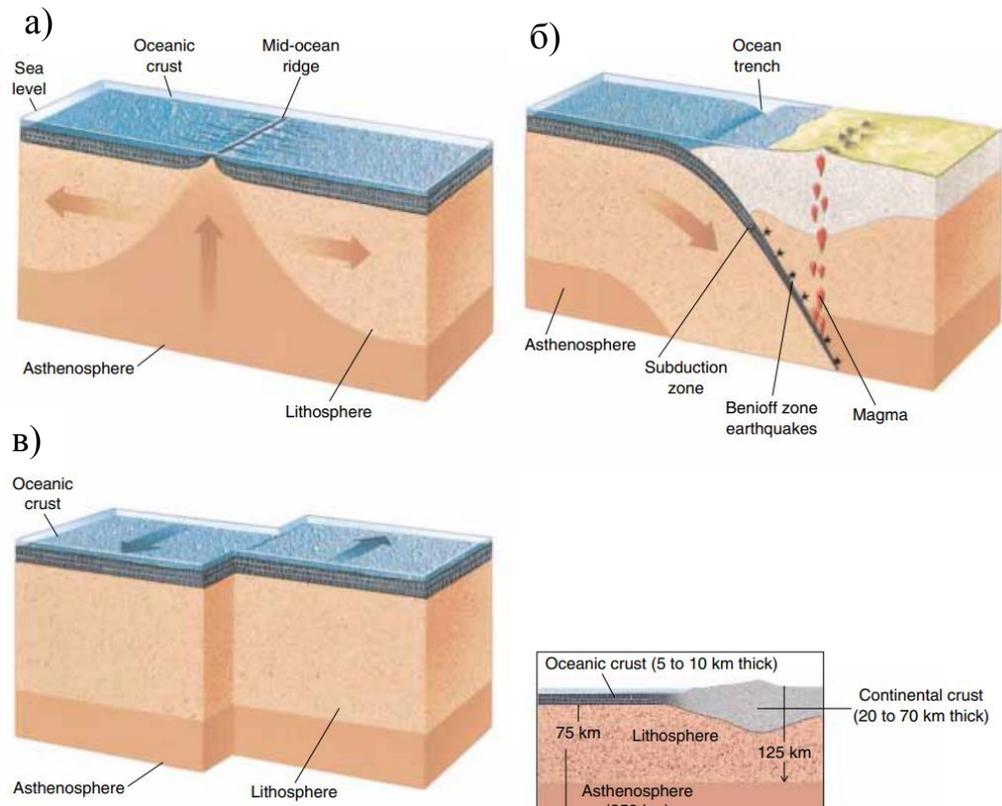


Рис. 1.4. Типи взаємодії границь тектонічних плит Землі [141].

(а) – Дві плити розходяться. Нова літосфера утворюється, коли гаряча астеносфера піднімається, щоб заповнити проміжок, де дві плити розійшлися. В цьому випадку літосфера відносно тонка. б) – Дві плити зіштовхуються на конвергентній межі. Якщо одна з плит несе океанічну кору, то більш щільна океанічна плита занурюється в мантію в зоні субдукції. Тут океанічна плита занурюється під менш щільну континентальну плиту. Магма піднімається із зони субдукції, і в місці занурення субдукуючої плити утворюється жолоб. Зірками позначено землетруси зони Беніоффа, які відбуваються, коли плита, що занурюється, прослизає повз протилежну плиту. в) – На межі трансформних плит гірські породи на протилежних сторонах розлому ковзають горизонтально повз один одного).

На границі, що розходиться, дві плити розсуваються або роз'єднуються. На збіжній межі дві пластини рухаються назустріч одна одній, а на межі трансформації вони ковзають горизонтально повз одна одну. Взаємодія плит на

цих границях формує гірські хребти, спричиняє землетруси і виверження вулканів.

Отже, можемо підсумувати, що у більшості місць літосфера легша і менш щільна, ніж астеносфера. Отже, вона плаває на астеносфері так само, як лід плаває на воді. Крижини дрейфують над поверхнею моря, і так само тектонічні плити дрейфують горизонтально над астеносферою. Плити рухаються повільно, зі швидкістю від менш ніж 10 мм до приблизно 160 мм на рік. Оскільки плити рухаються в різних напрямках, вони зіштовхуються і стикаються із сусідніми на границях плит. На відміну від границь плит, внутрішня частина плити зазвичай тектонічно спокійна, оскільки знаходиться далеко від зон взаємодії двох плит.

1.2. Основні поняття та історичні етапи дослідження фігури Землі

Вивчення фігури Землі та гравітації сягає корінням до самих витоків фізичних наук.

Хоча давньогрецькі та єгипетські філософи й астрономи вважали Землю кулястою і робили приблизні виміри її розмірів, сучасна теорія фігури Землі бере свій початок з робіт Ньютона. Використовуючи розроблені ним закони динаміки і гравітації та роблячи припущення, що фігура Землі є сфероїдом і що планету можна представити в рідкому гідростатичному стані, тоді він зміг показати, що еліптичність фігури безпосередньо задається відношенням відцентрової сили до сили тяжіння на екваторі. В результаті нехтування концентрацією маси в напрямку до центру Землі, оцінка еліптичності фігури, зроблена Ньютоном, була більш ніж на 30% завищена. Проте, стиснений сфероїд продовжує залишатися еталоном для геодезії, а припущення про гідростатичну рівновагу – основою сучасної теорії фігури Землі. Проте, мабуть, найважливішим внеском Ньютона була його недвозначна демонстрація того, що будь-яка теорія фігури Землі повинна враховувати як її гравітацію, так і її обертання. Ньютон опублікував свої розрахунки в першому виданні «Principia» у 1687 році, але довжина дуги меридіана на кутову одиницю географічної

широти, виміряна на європейських базах, зростала зі збільшенням широти, а це означало, що Земля була витягнутою, а не стисненою. Лише після того, як у 1740-х роках Французька академія відправила експедиції до Перу та Лапландії, це питання було вирішене на користь Ньютона. У 1743 році, через кілька років після повернення в складі лапландської експедиції, Клеро опублікував теорію, яка пов'язувала широтне збільшення сили тяжіння (гравітаційна сила плюс відцентрова) з еліптичністю і співвідношенням відцентрової і гравітаційної сили на екваторі. Він також дав у вигляді диференціального рівняння закон зміни еліптичності рівнинних поверхонь у надрах Землі за умови, що закон зміни густини з глибиною є відомим. Його теорія залишається практично незмінною донині, як теорія першого порядку фігури Землі. Незабаром з астрономічних вимірювань стало очевидним, що реальні рівневі поверхні далекі від регулярних і помітно відхиляються по кривизні від еліпсоїда, який описує фігуру в цілому. У 1828 році Гаусс висловив припущення, що в математичному сенсі поверхня Землі є нічим іншим, як поверхнею, «яка скрізь перетинає напрямки сили тяжіння під прямим кутом, і частиною якої є поверхня океанів». Це було першочергове визначення геоїда, яке в сучасній фізичній геодезії трактується як «еквіпотенціальна поверхня гравітаційного поля», що в середньому збігається із середнім рівнем моря у відкритому спокійному океані [102]. Хоча назва геоїд була застосована до цієї поверхні лише в 1872 році Лістінгом. Корисність уведення геоїда як референції поверхні була посилена теоремою Стокса в 1849 році, яка дала місцеву висоту геоїда над референцним еліпсоїдом виключно з точки зору величини аномальної сили тяжіння, виміряної на геоїді, в порівнянні з очікуваною на еліпсоїді. Хоча при застосуванні теореми виникають практичні труднощі, вона показала, що для визначення геоїда, в принципі, можна використовувати лише вимірювання сили тяжіння. У той час як геодезія розвивалася, проблема фігури рівноваги обертових рідких тіл, що гравітаційно притягуються, привертала увагу низки видатних математиків. По-перше, в 1742 році Маклорен продемонстрував, що

еліпсоїд обертання є саме тією фігурою рівноваги однорідної рідкої маси, яка обертається як тверде тіло, і що вона залишається можливою фігурою рівноваги незалежно від того, наскільки великою є швидкість обертання. Цікавою особливістю розв'язку Маклорена, яку згодом помітили Сімпсон і д'Аламбер, є те, що для малих швидкостей обертання можливі два результати: одна з малою еліптичністю, яку можна було б очікувати; але, на диво, інша з великою еліптичністю, яка прагне до форми диска, коли кутова швидкість прямує до нуля. Ще один результат був отриманий у 1834 році Якобі, який показав, що зі збільшенням швидкості обертання сфероїди Маклорена не є єдиними можливими фігурами рівноваги і що тривісні еліпсоїди також є допустимими. Дійсно, за наявності дисипації, вище критичної кутової швидкості, сфероїди Маклорена розгалужуються на еліпсоїди Якобі. У 1885 році Пуанкаре демонстрував, що при ще більшій кутовій швидкості виникають грушоподібні фігури, але в 1916 році Джинс показав, що вони нестабільні. Ця тема отримала сучасне відродження [88], але більшість її результатів стосуються тіл з поверхнями рівної густини ідеально еліпсоїдної форми, з відносними швидкостями обертання, що значно перевищують швидкість обертання Землі і, отже, не мають великого геофізичного значення. [79]

Понад століття диференціальне рівняння Клеро, що описує зміну еліптичності рівневої поверхні в Землі, залишалося невикористаним через очевидну необхідність спочатку вказати зміну густини з глибиною. У 1885 році Радо знайшов перетворення рівняння Клеро другого порядку, яке зводило його до першого порядку. Г.Дарвін [95], поширюючи теорію фігури Землі на члени другого ступеня в малих величинах, використав перетворення Радо, щоб показати, що в хорошому наближенні внутрішній розподіл густини входить в теорію тільки через відношення радіуса Землі до екваторіального радіусу. Тому з геодезичних вимірювань мало що можна було дізнатися про розподіл густини, але це наближення дозволяло визначити еліптичність фігури за постійною прецесією. [79]

Станом на кінець першої половини ХХ століття було виконано понад двадцять великих градусних вимірювань, з яких були знайдені значення широтного зміщення і розмір великої півосі. Дані вимірювань [10] наведено в табл. 1.3 (a – велика піввісь, α – стиснення), а в табл. 1.4 (тут a_1 і a_2 – велика і мала екваторіальні осі еліпсоїда, λ – довгота вісі a_1) показано параметри визначення тривісного еліпсоїда [10].

Таблиця 1.3.

Параметри Землі за даними градусних вимірювань (двовісний еліпсоїд)[101]

Автор	Рік	a , м	α
Д'Аламбер	1800	6 375 553	1/334.00
Вальбе	1819	6 376 895	1/302.78
Еверест	1830	6 377 276	1/300.81
Ері	1830	6 376 542	1/299.33
Бессель	1841	6 377 397	1/299.15
Теннер	1844	6 377 960	1/302.5
Шуберт	1861	6 378 547	1/283.0
Кларк	1866	6 378 206	1/294.98
Кларк	1880	6 378 249	1/293.47
Жданов	1893	6 377 717	1/299.7
Гельмерт	1906	6 378 200	1/298.3
Хейфорд	1909	6 378 388	1/297.0
Хейфорд	1909	6 378 246	1/298.8
Красовський	1936	6 378 210	1/298.6
Красовський	1940	6 378 245	1/298.3
Міжнародний	1967	6 378 160	1/298.247

Варто зазначити, що в геодезії практичного застосування тривісний еліпсоїд не знайшов, оскільки потребує складніших теоретичних розрахунків і більш надійних експериментальних даних. В теорії цей важливий факт ігнорується, оскільки він не вписується в гідростатичну теорію тіла.

Таблиця 1.4.

Параметри Землі за даними градусних вимірювань (тривісний еліпсоїд) [90]

Автор	Рік	$a_1 - a_2$, м	λ
Гельмерт	1915	230 ±51	17°W
Беррот	1916	150 ±58	10°W
Хейсканен	1924	345 ±38	18°E
Хейсканен	1929	165 ±57	38°E
Хірвонен	1933	139 ±16	19°W
Красовський	1936	213	10°E
Ізотов	1948	213	15°E

Доповненням до локальних градусних вимірювань, які дозволяють визначити кривину фігури Землі, можуть бути більш точні інтегральні дані отримані за допомогою спостережень за прецесією і нутацією осі обертання планети. Вважається, що зміщення залежить від відхилення розподілу густини маси тіла від сферичної симетрії та ініціюється силовою парою, яка є результатом взаємодії Землі з Місяцем і Сонцем. Прецесія земної осі пропорційна відношенню різниці моментів інерції сфероїда відносно осі найбільшого моменту інерції у вигляді динамічного стиснення ε :

$$\varepsilon = \frac{C-A}{C}, \quad (1.1)$$

де C – момент інерції Землі відносно її осі обертання (полярна вісь), A – момент інерції Землі відносно екваторіальної осі.

При цьому ретроградний рух вузлів Місяця (точок перетину екліптики орбітою Місяця) пропорційний коефіцієнту другої сферичної гармоніки J_2 зовнішнього гравітаційного потенціалу Землі у вигляді:

$$J_2 = \frac{C-A}{Ma^2}, \quad (1.2)$$

де M – загальна маса Землі. a – екваторіальний радіус Землі.

Важко отримати точне значення геометричної похибки з її динамічного виразу, оскільки ми не знаємо розподілу радіальної густини. Крім того, маса

Місяця відома з точністю до часток відсотка, але аналітично обчислювати спільну дію Місяця і Сонця на прецесію складно. Незважаючи на це, деяким дослідникам вдалося зробити такі розрахунки, припускаючи, що густина Землі зростає пропорційно глибині. Їхні дані такі [101]:

за Ньюкомбом $\varepsilon = 1/305.32 = 0.0032753$; $e = 1/297.6$;

за де Сіттером $\varepsilon = 1/304.94 = 0.0032794$; $e = 1/297.6$;

за Буллардом $\varepsilon = 1/305.59 = 0.00327236$; $e = 1/297.34$;

за Джефферісом $\varepsilon = 1/305.54 = 0.00327293$; $e = 1/297.3$.

Поява штучного супутника Землі вивела вивчення фігури і гравітаційного поля на новий перспективний рівень. Оскільки орбіта супутника визначається гравітаційним полем Землі, окрім збурюючих ефектів, таких як атмосферний опір і радіаційний тиск, можна виконати інверсію даних стеження, щоб отримати дуже детальний опис гравітаційного поля. Невдовзі після запуску перших супутників стало доступним набагато точніше пряме вимірювання динамічної еліптичності [149]. Це дозволило отримати значення еліптичності фігури, незалежне від гідростатичного припущення, з набагато більшою точністю, ніж це було доступно в традиційній геодезії. Це також змінило обмежувальний момент інерції на моделях Землі, обчислених на основі сейсмологічної інформації, що вимагало подальшого перегляду профілю густини [83]. Крім того, було показано, що еліптичність фігури, визначена шляхом розв'язання рівняння Клеро у гідростатичному припущенні, значно менша, ніж та, що базується на безпосередньо спостережуваній динамічній еліптичності. Крім того, супутники дозволили використовувати методи геодезії на великих відстанях, пов'язуючи разом системи відліку між континентами, оскільки їхні орбіти проходять майже навколо геоцентру, то вони дають прямий доступ до справжніх геоцентричних координат.

Супутники дозволили безпосередньо, шляхом вимірювання парних зональних моментів, визначити коефіцієнт J_n у розкладі гравітаційного потенціалу Землі за сферичними функціями. У цьому випадку при

гідростатичній рівновазі непарні і всі тесеральні моменти повинні дорівнювати нулю. До супутникової ери передбачалося, що поправки до коефіцієнтів вищого степеня J_2 будуть зменшуватися і основні сподівання на покращення результатів розрахунків були зосереджені на коефіцієнті J_4 . Але виявилось, що всі гравітаційні моменти вищих степенів є величинами, пропорційними квадрату стиснення, тобто $\sim(1/300)^2$ [15].

Після робіт Клеро, Стокса і Молоденського [38], на основі яких було встановлено зв'язок між зміною сили тяжіння на рівні моря і на реальній поверхні Землі з кутовою швидкістю обертання, виникла ще одна проблема. Під час вимірювання сили тяжіння в будь-якій точці земної поверхні виявляються два ефекти. Перший – це аномалія сили тяжіння, а другий – відхилення лінії виска від нормалі в даній точці. Аналіз аномалій сили тяжіння і висот геоїда на основі існуючих схематичних карт, складених за розрахованими коефіцієнтами розкладу гравітаційного потенціалу Землі і гравіметричними вимірами на рівні поверхні Землі, дозволяє вивести деякі особливості, пов'язані з параметром, що формує планету. Як зазначав Грушинський [10], піднесення геоїда над еліпсоїдом обертання при спостережуваній сплюснутості еліпсоїда обертання досягає 50–70 м лише в окремих точках планети, а саме, в Біскайській затоці, Північній Атлантиці, поблизу Індонезійського архіпелагу. У випадку тривісного еліпсоїда екваторіальна вісь проходить поблизу тих регіонів, де спостерігається певна асиметрія. Максимум висот геоїда в західній частині зміщується до північних широт, а максимум у східній частині залишається в екваторіальній зоні. Західний кінець великого радіуса досягає широт 0° – 10° на захід від Грінвіча, а східний кінець припадає на широти близько 30° – 40° на захід від меридіана 180° . Це також вказує на асиметрію в розподілі сил тяжіння і формуючих мас. І головна особливість полягає в тому, що спостерігається тенденція до асиметрії північної і південної півкуль в цілому. Область північного полюса геоїда піднімається над еліпсоїдом до 20 м, а область Антарктиди розташована нижче на таку ж величину. Асиметрія в

планетарному масштабі простежується з північного заходу Гренландії на південний схід через Африку до Антарктиди з додатними аномаліями, і від Скандинавії до Австралії через Індійський океан з від'ємними аномаліями до 50 мГал. Позитивні аномалії до 30 мГал фіксуються в межах поясу від Панами до Вогняної Землі і до півострова Греяма в Антарктиді. Негативні аномалії розташовані по обидва боки і простягаються від Алеутського підводного підвищення на південний схід Тихого океану і від Лабрадору на південь Атлантики. Структура позитивних і негативних аномалій така, що їх природу можна інтерпретувати як ефект спірального закручування північної півкулі відносно південної.

У регіонах, які розташовані поблизу України та на її території проблему стиснення Землі вивчали і проводили відповідні вимірювання М.В. Ломоносов, Ф.П. Літке (1826–1829, $e = 1/288$), І.Ф. Папуга і В.Я. Струве (1829, $e = 1/289,3$ і $e = 1/289,3$), І.Ф. Папуга і В.Я. Струве (1829, $e = 1/289,3$ і $e = 1/289,3$). Струве (1829, $e = 1/279,3$ і $e = 1/279,3$), А.Н. Савич (1865–1868, $e = 1/296$), Ф.А. Слудський (1862–1863, $e = 1/292,7$ і для тривісного еліпсоїда $e = 1/297,1$), А.А. Іванов (1898–1903, $e = 1/297,2$). Вимірювання сили тяжіння і відхилення виска досліджували Б.Я. Швайцер (1853–1861, 1876), О.В. Струве, І.І. Стеблицький і П.П. Кульберг (1876), А.А. Іванов (1876), П.К. Штернберг і Ф.А. Бредичин (1831–1904, 1916–1917), А.А. Михайлов, А.І. Казанський, Ф.Н. Красовський (1930–1936), М.С. Молоденький, В.Ф. Єремєєв, М.І. Юркіна (1953–1960).

Проблема обертання Землі обговорювалася на семінарі НАТО у 1986 [86]. Було констатовано, що обидва аспекти проблеми все ще залишаються невирішеними. Йдеться про варіації тривалості доби і спостережуване Чандлером коливання полюса з періодом 14 місяців у порівнянні з 10 місяцями, які дає модель жорсткого тіла Ейлера. Результати Чандлера базуються на аналізі 200-річних даних спостережень за рухом осі обертання Землі, зроблених у США в 1930-х роках. Він виявив, що існує ефект вільного коливання осі планети з періодом близько 420 днів. З того часу виявлений ефект залишається

головною перешкодою в поясненні природи і теоретичному обґрунтуванні руху полюса.

Підсумовуючи [90] наведений вище короткий екскурс в історію проблеми, можна сказати, що ситуація виглядає наступним чином: більшість дослідників, які займалися динамікою Землі та її формою, прийшли до одностайного висновку, що теорії, які базуються на гідростатиці, не дають задовільних результатів у порівнянні зі спостереженнями. Наприклад, Джеффріс прямо говорить, що ці теорії невірні. Мунк і Макдональд зазначають, що можна навести з десяток спостережуваних ефектів, які не задовольняють гідростатичну модель. Це означає, що динаміка Землі як теорія відсутня. Наведений вище стан речей і висновок спонукають науковців до пошуку нової фізичної основи для динаміки Землі.

1.3. Ротаційний режим та геодинамічні ефекти обертання Землі

Обертання Землі – найважливіша характеристика, що визначає параметри фігури рівноваги планети і є реальним джерелом енергії тектогенезу; при цьому витрати цієї енергії на тектонічні перебудови регулюються законами взаємодії нашої планети з фізичними полями Космосу, що її оточують і що приводять до варіацій її ротаційного режиму. Впродовж всієї історії досліджень в науках про Землю багато вчених (Дж. Дарвін, Є.В. Биханов, Б.П. Личков, М.В. Стівас, В.О. Цареградський, Г.Н. Каттерфельд, П.С. Воронов та ін.) надавали велике значення, а часто розглядали вплив космогонічних факторів як основну причину тектогенезу Землі. Математичне обґрунтування ролі даних факторів у тектогенезі виконувалося математиками А. Вероне, П. Аппелем, Л.С. Лейбензоном та ін. Інтерес до космогонічних факторів як причини тектонічних процесів то зростав, то зменшувався залежно від пануючого геологічного світогляду. Нині спостерігається явне відродження і розширення уявлень про вплив космогонічних факторів для побудови нової теорії Землі. На фоні вже існуючих уявлень про механізми впливу космогонічних факторів на тектогенез

Землі, з'являються роботи, виконані як з використанням засобів сучасної обчислювальної техніки, так із застосуванням нових фактичних даних (Ю.В. Баркін, І.О. Гарагаш, Л.О. Маслов, О.О. Мельников, М.М.Довбнич та ін.)[12, 28, 31].

Зміщення осі обертання відносно фіксованого положення на поверхні Землі відбувається переважно через переміщення мас у надрах Землі, а також у гідросфері та атмосфері. Ці переміщення мас, як правило, спричиняють зміни моментів і добутоків інерції. Оскільки Земля є тілом яке деформується, вісь обертання пристосовується до нової ситуації, змістившись на поверхні. Вісь обертання не змінює свого положення відносно зірок, оскільки під час цих переміщень мас кутовий момент Землі зберігається. Окрім припливних взаємодій, існує ряд можливих механізмів, відповідальних за спостережувані варіації обертання, такі як ріст і руйнування крижаних покривів, зміни рівня моря, океанічні течії, вітри і зміни в розподілі тиску в атмосфері, сезонні зміни, землетруси, рухи тектонічних плит, зміни потоку в конвекції мантиї і ядра, а також взаємодія між ядром і мантиєю. Кожен з цих механізмів працює в певних часових масштабах, і це відображається в часових масштабах зміни обертання Землі.

Дані наведені в табл. 1.5 надають приблизне уявлення про спостережувані сучасні зміни положення полярної осі. Спостережувані зміни положення осі обертання відносно земної поверхні складаються з двох типів рухів: періодичних і лінійних. Періодичні рухи складаються переважно з двох періодів. Річне коливання зумовлене, головним чином, сезонною зміною зональних вітрів. Причиною коливань Чандлера є поєднання процесів в океанах і атмосфері. Цей періодичний рух, який по суті є вільною прецесією Землі, був теоретично передбачений у 18 столітті Ейлером (тому його також називають ейлерівською вільною прецесією), але не спостерігався до кінця IX століття.

Таблиця 1.5.

Зміни положення осі обертання відносно земної кори [169]

Тип	Величина	Причина
Річні коливання	5 метрів на рік	Атмосферний тиск
Коливання Чандлера	10 метрів за 14 місяців	Мало відомо
Віковий дрейф	1 метр за 10 років	Відступ льодовиків, мантийна конвекція, великі землетруси

На рисунках рис. 1.5 і 1.6 показано рух полюса і зміни довжини дня (LOD). Часові ряди отримані в Центрі космічної геодезії (CGS)/Італійської космічної агенції (ASI) зі спостережень за допомогою супутникового лазерного дальноміра (SLR) на супутниках LAGEOS 1, LAGEOS 2, а з середини 2002 року на супутниках Etalon 1 і Etalon 2, із застосуванням найсучасніших обчислювальних моделей. [169]

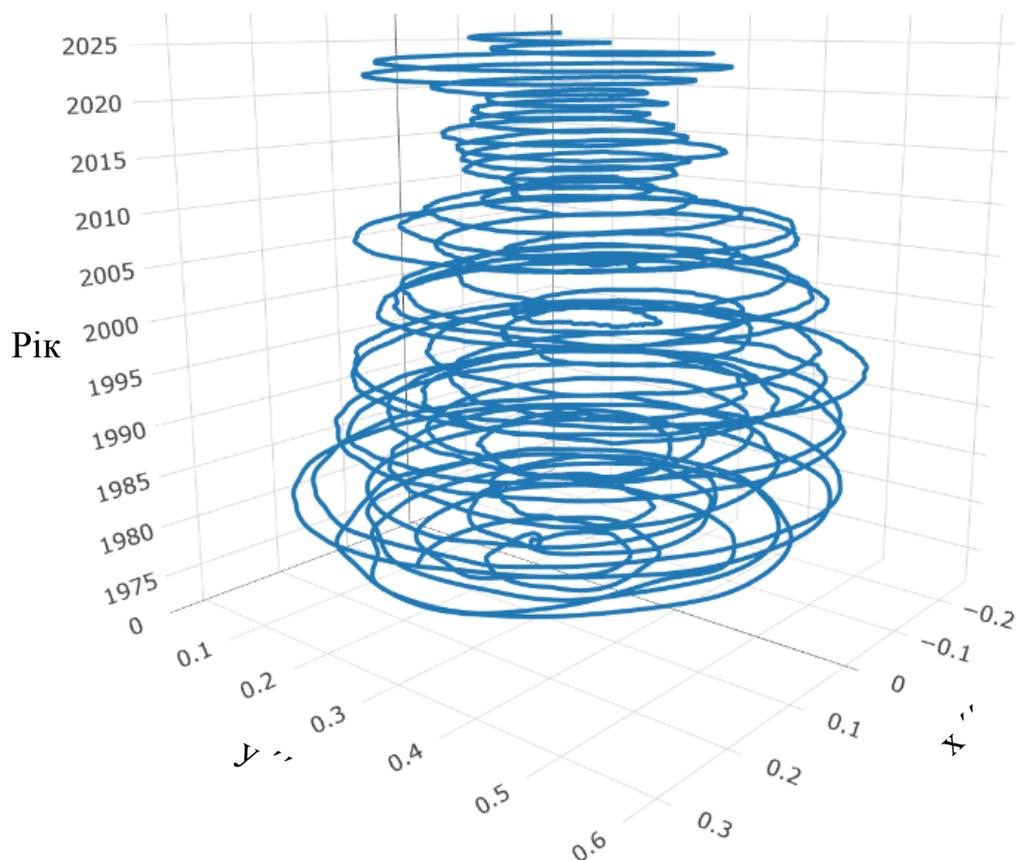


Рис. 1.5. Полярний рух, з 1975 по 2025 рік, за даними IERS [169]

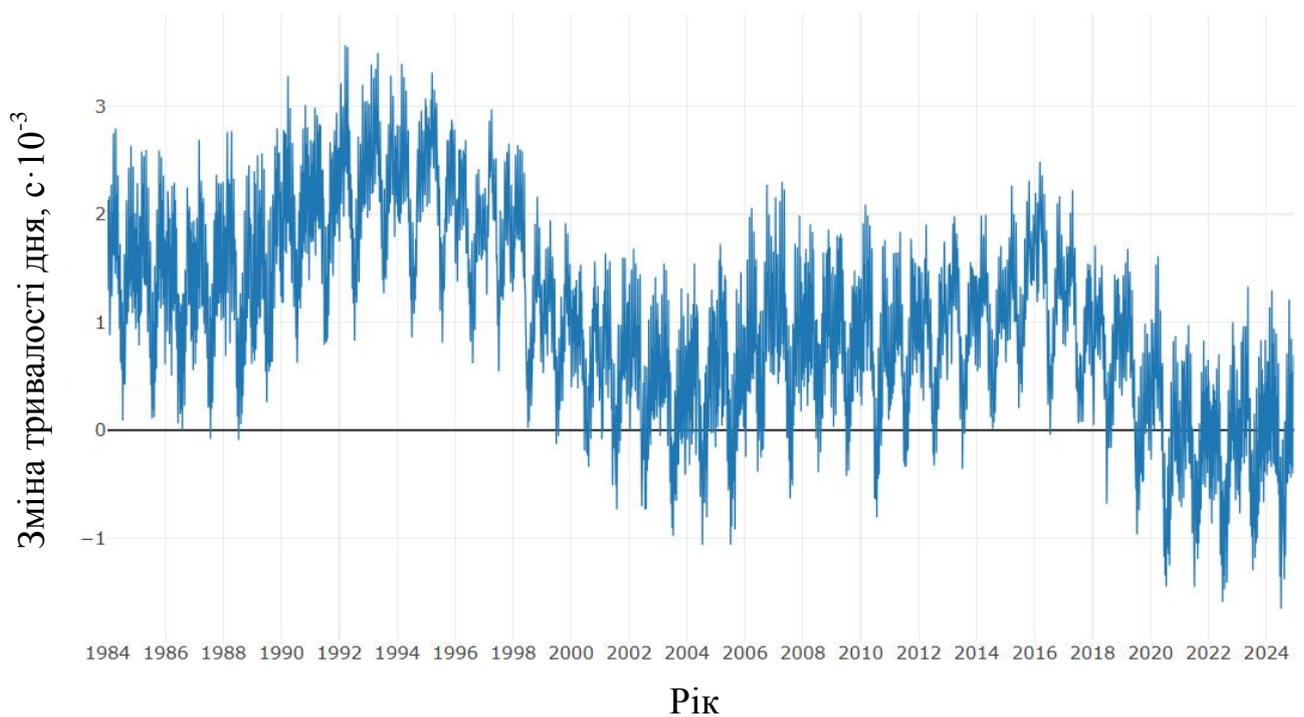


Рис. 1.6. Зміни тривалості дня, з 1984 по 2024 рік, за даними IERS [169]

Спостереження обробляються з інтервалом у 7 діб для отримання слабо обмеженого розв'язку для координат станції і параметрів орієнтації Землі (EOP) (X_p , Y_p і LOD), який є стандартним розв'язком, що надається ASI/CGS як офіційним аналітичним центром Міжнародної служби обертання Землі та системи відліку (IERS). Параметри орієнтації Землі, показані на рис. 1.5, були переведені в систему відліку ITRF2008 для того, щоб відобразити рух осі обертання Землі відносно земної кори. Чандлерівські та річні зміни є основними компонентами руху і показують добре відому пульсуючу форму. Вважається, що післяльодовикове підняття, внаслідок розпаду величезних льодовикових щитів, є основною причиною цього вікового дрейфу, хоча конвекція мантиї і землетруси також можуть робити свій внесок у нього [84].

Всі вищеперераховані зміни ротаційного режиму Землі та переміщення осі обертання викликають геодинамічні ефекти, зокрема приводять до механічної напруги в тектоносфері планети. Якби ротаційний режим Землі був

незмінним, то кожна точка тектоносфери перебувала б під дією поля літостатичних сил, які визначаються вагою вищерозміщених порід.

Виникнення і накопичення тектонічних напружень в тектоносфері Землі пов'язано зі змінами її кутової швидкості і положення осі обертання по відношенню до геоїда. Розрядка цих напруг, яка відбувається при досягненні ними критичних значень, рівних межі міцності порід тектоносфери, призводить до тектонічних активізацій Землі.

Для кількісного визначення поля планетарних напруг ротаційної природи, оцінки ролі цих напруг в тектогенезі Землі і геодинамічних явищ, розглянемо чотири фактори, які є джерелом полів напружень в тектоносфері Землі. Схематично вплив цих факторів показано на рис. 1.7.

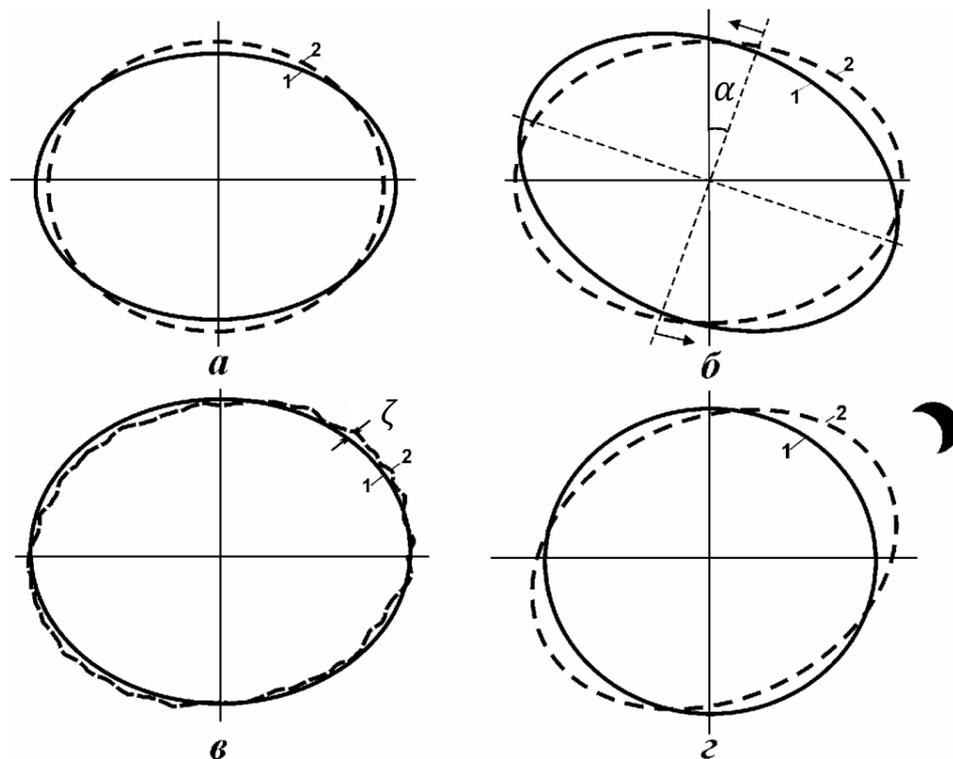


Рис. 1.7. Схеми деформації Землі під дією різних факторів: а - зміни кутової швидкості обертання Землі; б - зміни положення осі обертання Землі по відношенню до геоїда; в – переміщення неоднорідних мас в тектоносфері; г - місячно-сонячні припливи. 1 - початковий контур Землі; 2 - деформований контур Землі [50].

Вивчаючи геологію того чи іншого району, ми завжди виявляємо велику нерівномірність розподілу різних тектонічних деформацій і великих розривів, яка відноситься до їх розповсюдження, орієнтованості в просторі і часі виникнення. Така нерівномірність розповсюдження розривів частково пов'язана зі змінами літологічного складу відкладень.

Аналіз структурної обстановки в ділянках розвитку розривів дозволяє встановлювати зв'язок між розривами і іншими структурними елементами земної кори (складками, антикліноріями, антеклізами та ін.). Однак закономірності зв'язку розривів зі складками розкриваються недостатньо обгрунтовано. Формальне зіставлення дозволяє встановити велику кількість варіантів ускладнення антикліналей різноманітними розривами: насувами, висувами, скидами, зрушеннями, які витягуються або уздовж, або поперек, або навскіс до осі складки [24]. Оскільки причиною виникнення розривів слід вважати дію напруг, не можна не зробити висновку про нерівномірність розподілу напружень в земній корі.

Сукупність напружень, що виникають і діють в земній корі в зв'язку з розвитком певного елемента її структури, може бути названа тектонічним полем напружень. Через велику кількість різноманітних фактів є очевидним існування тектонічних полів напруг. Спірними можуть бути лише методи їх вивчення, способи опису, класифікації та характеристики [7].

Деформації в природних умовах здійснюються в силових полях, що породжуються: 1) тектонічними процесами, 2) природною гравітацією, 3) ударними та вибуховими явищами, 4) зміною температурного режиму земної кори та пов'язаним з нею розігрівом, або остиганням гірських порід, 5) фазовими переходами речовини, 6) діагенезом осадових порід, 7) гідратацією та дегідратацією порід і мінералів, а також багатьма іншими, менш впливовими факторами. У числі тектонічних процесів, які спричиняють деформацію, можна відзначити: 1) стиснення та розтягання земної кори та окремих її ділянок, які викликаються зміною ротаційного режиму та припливно-відпливними

явищами; 2) глибинними процесами у надрах Землі (диференціацією мас та горизонтальною й вертикальною конвекцією мантійної речовини й пов'язаними з цими явищами дрейфом літосферних плит і зміщенням великих блоків земної кори; субдукцією (зануренням), абдукцією (насуванням) та колізією (зіткненням) літосферних плит; 3) локальним стисненням та розтяганням окремих ділянок земної кори, які викликаються завойовуванням магмою геологічного простору та діапїризмом різних типів, 4) зміною навантажень на земну кору у зв'язку з накопиченням або денудацією осадових та магматичних товщ та зумовленою такою зміною ізостазією [25].

Деформації, викликані гравітацією, мають взагалі універсальний характер для земної кори, бо гірські породи в будь-якій її частині зазнають силу тяжіння. Крім того, цей фактор породжує деформації внаслідок гравітаційної нестійкості порід на схилах та дії густинної інверсії (спливання відносно легких пластичних мас) у надрах.

Зміна температурного режиму земної кори в природних умовах приводить до збільшення або зменшення об'єму геологічних тіл. Дія температурного фактора перш за все зумовлюється звільненням теплової енергії при розпаді радіоактивних елементів, а також гравітаційно-хімічною диференціацією Землі, флюїдно-тепловими потоками в літосфері, локальним розігрівом гірських порід при дії на них магматичних розплавів та гідротермальних розчинів. Крім того, нагрівання чи охолодження порід викликається зануренням осадових та вулканогенних товщ в область високих ізотерм, чи навпаки, підняттям цих товщ в область низьких ізотерм. Крім зазначеного, деформації у зв'язку з температурним фактором ініціюються остиганням магматичних тіл [24].

Фазові переходи зумовлюють деформації шляхом зміни об'єму при плавленні порід та кристалізації розплавів, а також при мінеральних перетвореннях (фазових переходах) гірських порід при метаморфізмі.

Гідратація та дегідратація також приводять до збільшення або зменшення об'єму порід. Подібні зміни, наприклад, виникають при переході ангідриту в гіпс чи навпаки, а також при водонасиченні чи збезводненні глинистих мінералів та складених цими мінералами порід [24].

Безпосередньою причиною утворень тектонічних розривів слід вважати досить тривалу дію напруг певної величини. Розподіл напружень, пов'язаних з розвитком певних структурних елементів земної кори, характеризує поле тектонічних напружень, тобто сукупність напружень, що діють всередині певної області земної кори і що з'явилися в зв'язку з розвитком її певного деформаційного структурного елементу. Відновлення поля тектонічних напруг уможливорює передбачення характеру орієнтування розривів і переміщень по ним в будь-якій точці відомого поля.

Вивчення тектонічних полів напруг проводиться на основі комплексного використання різних методів. Провідне значення належить геологічним методам реконструкції полів напружень, що мали місце в минулому при розвитку типових структурних елементів земної кори.

Оскільки одних геологічних досліджень недостатньо для з'ясування закономірностей розподілу напружень в земній корі, велике значення мають теоретичні розрахунки і моделювання полів напружень і тектонічних розривів [7].

Розвиток техніки і методів сейсмотомаграфії, аерокосмічного зондування, ГНСС-технології, а також прогрес у вивченні фізико-механічних властивостей мінералів і гірських порід в умовах високих термобаричних умовах дав сильний імпульс до їх подальшого вирішення. Багато наукових уявлень були значно уточнені, змінені, доповнені та переглянуті. Проблема внутрішньої структури Землі є комплексною та всеосяжною, це призводить до орієнтовних рішень з різних точок зору.

Томографічні дослідження [96, 98, 99, 119, 126, 161, 203] демонструють, що в середині і у верхній мантії не існує ні рівномірності розподілу мас, ні меж

поділу геосфер. Такі неоднорідності, що займають великі території і мають товщину в десятки кілометрів, існують на різних глибинах земної кори і мантії Землі. Встановлено, що нижче певної глибини густина речовини не збільшується, а навпаки: речовина існує в розщепленому стані. Швидкість сейсмічних хвиль в межах цих неоднорідностей змінюється стрибкоподібно. Швидкості сейсмічних хвиль іноді в декілька разів нижче в цих неоднорідностях, ніж у верхній і нижній зонах. З цієї причини ці неоднорідності часто називають в науковій літературі хвилеводними. Розроблено різні підходи до дослідження причин і механізмів їх формування. Таким чином, аналіз фізичної сутності цих неоднорідностей в мантії [143] показав, що зони субгоризонтальних тектонічних розломів є джерелами вторинних енергетичних плюмів і конвективних осередків [112].

Будь-яка модель будови Землі повинна задовольняти відомим і неодноразово перевіреним експериментальними даними і її фундаментальним характеристикам. Такі характеристики Землі, як величина її радіусу і швидкість його зміни; величина стиснення і зміна його з плином часу; сила тяжіння і її зміна, швидкість обертання, висота геоїда, головні центральні моменти інерції і т.п., далеко не повний перелік фундаментальних характеристик Землі. Ці параметри і характеристики визначаються геодезичними методами і складають основу фундаментальної геодезії як науки. Якщо модель внутрішньої будови Землі суперечить її фундаментальним характеристикам, найімовірніше, що ця модель невірна.

1.4. Принцип мінімізації гравітаційної енергії та гідростатичний стан планети

Відомо, що Земля, всі інші планети Сонячної системи і сім великих супутників мають форму кулі. Однак мало хто звертає увагу на цей загальновідомий факт, який, тим не менш, вказує на те, що і Земля, і інші

планети схильні до дії якогось механізму, що приводить до того, що планети приймають саме таку форму.

Вперше концепцію мінімізації гравітаційної енергії (частини потенціальної) розглянув Гаусс у 1867 році [108], представивши свою інтерпретацію виводу формули Гріна, на що звертали увагу Томсон і Тайтс у 1883 році [202]. Цей принцип також висвітлювався у працях Максвелла (1981)[137], Чандракескара (1969) [88], Рубінкема (1979) [167] та Морітца (1990) [146]. Оригінальні результати отримано в роботах Мещерякова (1977) [33], Марченка (2009) [133] та Марченка і Заяця (2011) [135]. Реалізація цього принципу передбачає, що на початковій стадії еволюції планети її матеріальні складові переважно перебували у розплавленому і частково у газоподібному стані.

У статті [21] розглядається принцип мінімізації гравітаційної енергії, виконання якого виражається як вимога мінімуму функціоналу, що визначає гравітаційну енергію кулі. Виконання цього принципу передбачає, що речовина планети після її утворення спочатку була дуже гарячою: частково розплавленою і частково в газоподібному (метастабільному, плазмовому) стані. В процесі еволюції планети її речовина остигала, конденсуючись і кристалізуючись. При цьому повинен змінюватися і обсяг планети, тобто планета протягом еволюції поводить себе як динамічна система. У центрі деяких планет (наприклад, Землі) досі збереглася речовина в газоподібному, метастабільному стані. Речовина з метастабільного стану перетворюється в звичайний стан, зазнаючи фазового переходу першого роду: конденсація-випаровування. Речовина при цьому переходить в менш щільну, ніж в момент утворення, фазу, а сама планета розширюється. Процес еволюції планети представляє собою низку циклів розширення і стиснення, що змінюють один одного. Принцип мінімізації діє тільки під час еволюції планети, по закінченню етапу еволюції, – дія принципу припиняється.

Звернемо увагу на ряд моментів, в тій чи іншій мірі пов'язаних з гравітаційною енергією і принципом її мінімізації у Землі і планет. Принцип мінімізації «змушує» планети (в надрах яких ще можуть відбуватися фазові переходи) прагнути до гідростатичної рівноваги [56]. Шляхи досягнення цієї мети відомі, це дрейф материків, утворення гір, сейсмічність і вулканізм. Дія принципу мінімізації автоматично призводить до гравітаційної диференціації речовини планети тощо.

Рух материків можна вважати встановленим фактом, однак, наявність коренів материків і гір, які мали б «чіплятися» за «дно» і не давати ковзати їм по астеносфері, викликають сумнів у багатьох геологів. Можна додати сюди той факт, що астеносфера являє собою зовсім гіпотетичний суцільний шар малої в'язкості, як це передбачається в тектоніці плит. Астеносфера присутня тільки в деяких регіонах, у вигляді окремих «плям» не пов'язаних один з одним. Більш того, малу величину швидкостей сейсмічних хвиль і підвищену електропровідність астеносфери можна, наприклад, пояснити зовсім не розплавленим її станом, а лише підвищеною концентрацією водню [21].

Щодо гідростатичного стану планети, то існує загально прийнятий принцип, або загальний закон [118]. Вважається, що в межах Землі існує певна поверхня, на якій вертикальні напруження, зумовлені вищерозміщеною товщею гірських порід, є рівними – ізостатична поверхня [118].

1.5. Гравітаційне поле та топографія Землі

Геодезія – наука, основною метою якої є визначення та вивчення форми Землі, її деформацій та гравітаційного поля (або поля тяжіння, якщо враховувати ефекти обертання) і їх змін у часі [73]. Це дисципліна, яка здобула свою популярність у вісімнадцятому столітті, коли французькі вчені почали вимірювати дуги меридіанів – у Лапландії та Перу, щоб визначити, де саме Земля сплюснута – на полюсах чи на екваторі. Шістдесят років потому використання штучних супутників дало змогу отримати глобальне і

безперервне уявлення про нашу планету, і геодезія теж виграла від цього революційного прогресу. Вона стала наукою на перехресті інших, наприклад, її щодня використовують для навігації супутників з високою точністю для океанографії, геофізики та різноманітних суспільних застосувань.

У середині 1960-х років перші глобальні моделі гравітаційного поля Землі, отримані зі супутників, започаткували революцію в геофізиці з космосу. Близько 40 років тому ми є свідками нової ери, коли гравітація нашої планети розшифровується з безпрецедентною роздільною здатністю і точністю. Для кращого розуміння як поверхневих, так і глибинних явищ, пов'язаних з внутрішньою будовою Землі та її еволюцією, для вивчення динаміки океанів та їх взаємодії з метеорологічними і кліматичними змінами, для моделювання взаємозв'язків між льодовиками, океанами і континентами, для прогнозування довгострокової зміни середнього рівня моря, а також для уніфікації вертикальних систем відліку і точного визначення орбіт супутників у космосі. Обов'язковим є знання гравітаційного поля нашої планети з більшою роздільною здатністю та вищою точністю, в тому числі з урахуванням його часових варіацій, зумовлених вищезгаданими явищами.

З одного боку, порівнюючи реальне поле з полем ідеального тіла (наприклад, еліпсоїда в гідростатичній рівновазі), можна визначити гравітаційні аномалії, які характеризують відхилення від стану внутрішньої рівноваги (тобто нерадіальні варіації густини), що є одним з методів зондування надр нашої планети. Величина гравітаційних аномалій знаходиться в діапазоні ± 1000 мГал ($1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$). Насправді це один з чотирьох способів «зазирнути» всередину, іншими трьома є сейсмологія, дослідження магнітного поля та аналіз обертання Землі. Однак гравітаційний підхід унікальний тим, що надає пряму інформацію про поле густини. Коли ми позбавляємо Землю її топографічних блоків (з передбачуваною або відомою густиною), то залишаються залишкові гравітаційні аномалії, величина яких не набагато відрізняється від величини початкових. Це ілюструє явище ізостазії, яке є

концепцією механізмів підтримки топографічних мас. Таким чином, залишкове поле відображає надлишки або дефіцити маси на глибині, які інформують нас про латеральну будову літосфери та верхньої мантії. Значна частина цієї інформації сьогодні надається сейсмологією, томографічним аналізом, але все ще страждає від невизначеностей через гіпотези, на яких базуються такі інверсії. Поєднання обох типів даних (сейсмічних швидкостей і гравітаційних аномалій) є потужним інструментом для отримання кращої картини надр і прогресу в розумінні деяких явищ, наприклад, накопичення напружень і виникнення землетрусів. З іншого боку, поверхня, яка тісно пов'язана з гравітацією – геоїд, використовується як еталон для визначення та вимірювання висот на континентах, а також під океанами чи над льодовиковими шапками. Геоїд – це унікальна екіпотенціальна поверхня гравітаційного потенціалу (сума гравітаційного та відцентрового потенціалів), яка в океанічних районах відповідає середньому рівню моря, тобто поверхні океану у стані гідростатичної рівноваги, без впливу течій, припливів і атмосферного тиску. Оскільки обертання Землі досить добре відоме, а його ефекти на поверхні згладжені (вони суттєво зменшуються зі збільшенням широти), нерівності геоїда (в діапазоні 100 м, виміряні відносно еліпсоїда обертання, який апроксимує форму Землі) характеризують варіації поля густини так само, як і гравітаційні аномалії. Крім того, на топографічній поверхні вода природно тече вздовж схилу геоїда (або іншого екіпотенціального схилу); над океанами морська вода циркулює (під дією вітрів і коливань густини через варіації солоності). Ці рухи (відмінні від вертикальних переміщень води внаслідок припливів і відпливів) і пов'язані з ними обсяги перенесеної води (а також тепла, хімічних речовин, поживних речовин і т.д.) можуть бути кількісно виміряні відносно геоїда: це і є океанічні течії. Розрізняють середню і змінну частини циркуляції. Змінну частину можна відстежувати за допомогою супутникової альтиметрії. Середня (яка необхідна для моделювання клімату шляхом кількісної оцінки довгострокового абсолютного перенесення тепла –

особливо в мілководних частинах океанів) вимагає точного знання різниці між середньою поверхнею моря і геоїдом (так званою топографією морської поверхні). Сама середня поверхня моря може бути виведена з довгих серій альтиметричних вимірювань, але потрібно, щоб геоїд був незалежно визначений. Як для фізики твердої Землі, так і для океанографії сьогодні вимагається (принаймні) геоїд з роздільною здатністю 100 км з кумулятивною похибкою – тобто, до цієї роздільної здатності, 10 мм (та 1 мГал), або краще. Очевидно, що класичні галузі геодезії (уніфікація вертикальних систем відліку, інерціальна навігація, точні супутникові орбіти для моніторингу деформацій Землі, морської поверхні, кінематики Землі тощо) значно виграють від таких знань. Крім того, зростає інтерес, у зв'язку з дослідженнями навколишнього середовища і можливостями прогнозування, до вимірювання часових варіацій гравітаційного поля. Деякі з них (наприклад, океанічні і тверді припливи) виводяться з вимірювань або моделювання явищ, що їх спричиняють, із задовільною точністю і роздільною здатністю – або близькою до задовільної. Інші, навпаки, можуть бути визначені лише з прямих спостережень, на основі яких потім моделюються явища, що їх спричиняють. Це післяльодовиковий «відскок» поверхні літосфери (отже, поверхні планети); коливання льодовикових шапок, рівня моря, великих континентальних водоносних горизонтів; розподіл опадів (дощ, сніг), вологість ґрунту, випаровування, тобто кругообіг води в цілому [73].

Гравітаційне поле Землі картографується кількома методами, включаючи аналіз даних супутникового радіовимірювання, зокрема, між орбітальними космічними апаратами, вимірювання гравітаційних градієнтів з орбіти, а також наземні вимірювальні кампанії. Супутникова альтиметрія поверхні океану накладає додаткові обмеження, оскільки нахили геоїдів пропорційні гравітаційному полю в спектральній області [122, 170]. Побудова глобальних моделей з високою роздільною здатністю полягає в об'єднанні довгохвильової інформації з даних супутникового стеження з короткохвильовою інформацією

наземних і океанічних висотомірів. Модель EGM96 [130] була стандартним еталоном протягом двохтисячних років, а нещодавно її замінила модель EGM2008 [153]. EGM2008 є повною до 2160-го ступеня та порядку і використовує глобальне рішення на основі GRACE (gravity recovery and climate experiment – гравітаційне відновлення та кліматичний експеримент) [201] з точністю до 180-го ступеня і порядку, гравітаційні аномалії над океаном, отримані за допомогою супутникової альтиметрії, а також дані наземних і повітряних гравітаційних вимірювань. Гравітаційна модель EIGEN-6с2 [105], розроблена з точністю до 1949-го ступеня і порядку, значною мірою узгоджується з EGM2008 і використовує міжсупутникові діапазони GRACE, градієнти сили тяжіння GOCE (gravity field and steady-state ocean circulation explorer – дослідник гравітаційного поля та стаціонарної циркуляції океану) [103], дані лазерної альтиметрії супутника LAGEOS (laser geodynamics satellites – лазерні супутники геодинаміки) [134], океанічні геоїди і наземні дані.

Аналіз даних місії (challenging mini-satellite payload (CHAMP); запускений у 2000 році; [159]), GRACE (запускений у 2002 році; [201]) і GOCE (запускений у 2009 році; [103, 168]) надають високоточні оцінки довгохвильового гравітаційного поля Землі (що відповідає сферичним гармонікам з 200-тим ступенем, [150]) та часових варіацій гравітації, спричинених геологічними процесами. Усі ці супутники використовують для визначення орбіти дані безперервного відстеження за допомогою ГНСС. CHAMP і GOCE – це одиничні супутники, у яких основним корисним навантаженням є трьохосьовий гравіметричний градієнтометр. GRACE складається з двох супутників на ідентичних орбітах, відстань між якими вимірюється з високою точністю за допомогою мікрохвильового каналу зв'язку. Аналіз даних GRACE надає щомісячні глобальні гравітаційні рішення з 2003 року, що дозволяє вивчати гідрогеологічні, постсейсмічні деформації та явища післяльодовикового «відскоку». Зображення повної гравітаційної та геоїдної аномалій показано на рис. 1.8 для моделі EGM2008.

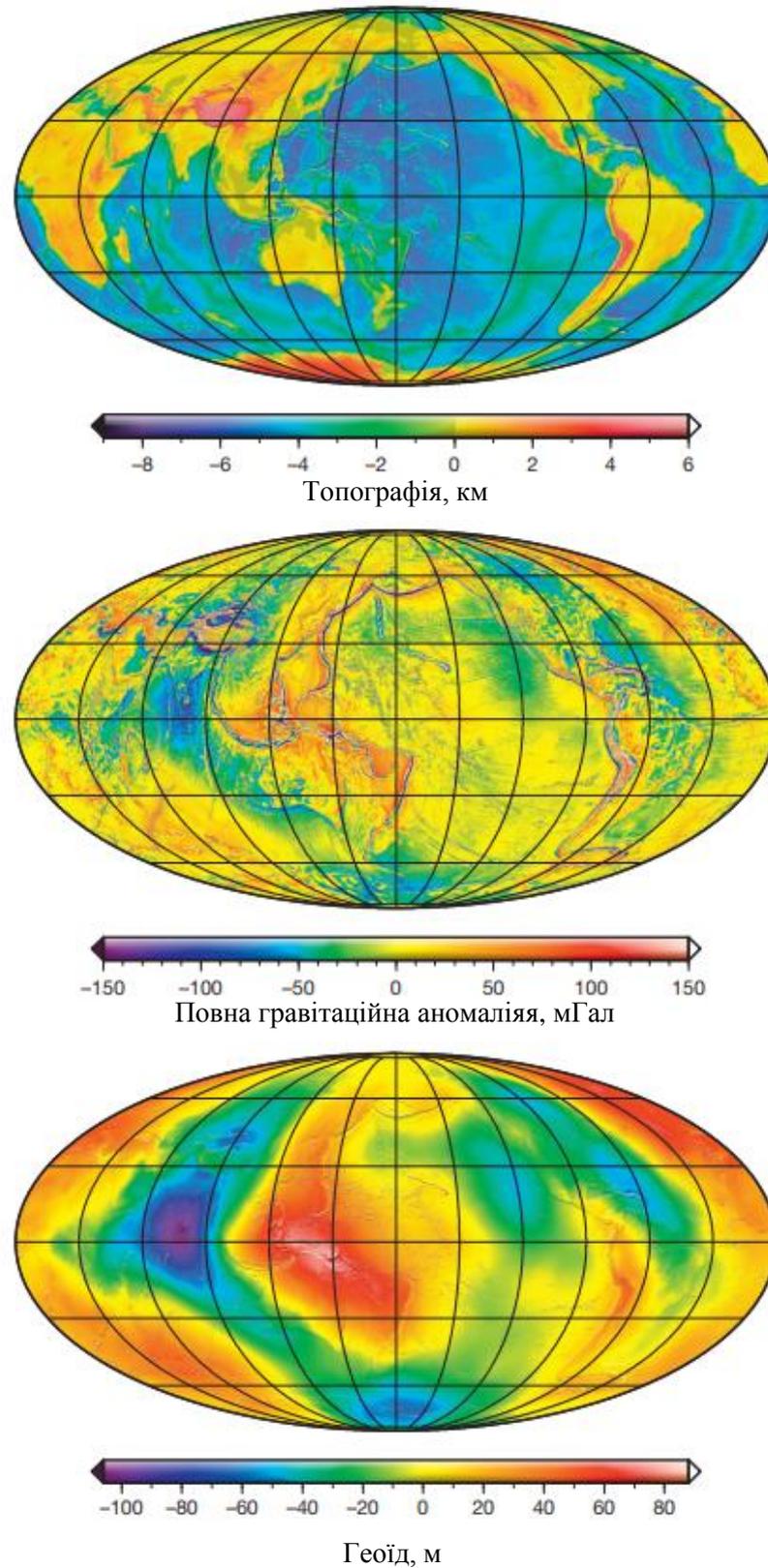


Рис. 1.8. Глобальна топографія і батиметрія Землі, планетарні гравітаційні аномалії та висоти геоїда за моделлю EGM2008. Всі зображення в проекції Мольвейде, а висоти поверхонь показані над еліпсоїдом WGS84 [188].

Повну гравітаційну аномалію тут визначено як повне гравітаційне прискорення на обертовому еліпсоїді WGS84 (еліпсоїда після вилучення передбаченої «нормальної гравітації» однорідного еліпсоїда). Хоча ця термінологія є загальноживаною в геофізичній спільноті, геодезисти назвали б це загальним збуренням сили тяжіння (у гравіметрії гравітаційна аномалія визначається як сила тяжіння на геоїді мінус нормальна сила тяжіння на референц-еліпсоїді, де ці дві величини обчислюються в різних точках простору). Найбільші гравітаційні аномалії корелюють з рельєфом (наприклад, жолобами і підводними горами), а висота геоїда змінюється приблизно на 200 м.

Незважаючи на те, що вимірювання рельєфу та батиметрії Землі були предметом численних кампаній, які підтримувалися урядом, великі частини земної поверхні, а саме океани, залишаються погано охарактеризованими. Дійсно, з глобальної точки зору можна сказати, що форми Марса та Місяця відомі краще, ніж форми нашої планети. До недавнього часу навіть висоти повітряних частин континентів мали довгохвильові невизначеності, що є результатом мозаїки численних моделей висоти, кожна з яких має власну базову поверхню, уздовж штучних політичних кордонів. Хоча за останнє десятиліття було досягнуто значних успіхів у створенні глобальних моделей, основним недоліком все ще є недостатньо детальна батиметрія океанів [188].

Численні *топографічні* моделі суші Землі були зібрані з різних джерел протягом останніх кількох десятиліть, включаючи ETOPO1 (роздільна здатність 1 кутова хвилина [70]), GLOBE (роздільна здатність 30 кутових секунд [117]) і GTOPO30 (докладну документацію для цих і всіх наступних моделей топографії можна знайти за відповідними веб-адресами, переліченими в табл. 1.6). На даний момент найточніша модель земної поверхні отримана на основі радіолокаційних інтерферометричних даних, зібраних програмою Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Протягом 10 днів роботи на борту американського космічного шатла в 2000 році ця місія вимірляла майже 80% суші між 60-ою

північною паралеллю та 54-ою південною паралеллю з горизонтальною дискретизацією в 1 кутову секунду (30 м) і абсолютною вертикальною точністю, кращою ніж приблизно 10 м [156, 162]. Довжина хвилі радара становить 56 мм, тому висоти відповідають верхній частині рослинного покриву.

Таблиця 1.6.

Моделі топографії Землі

Назва моделі	Роздільна здатність	Основне призначення
1	2	3
SHTOOLS: Fortran 95 spherical harmonics software archive [219]	Різна, залежно від даних	Бібліотека для роботи з сферичними гармоніками, створення моделей гравітаційного та магнітного полів Землі.
ETOPO1: Earth 1 arc minute topography model [70]	1 кутова хвилина	Глобальна топографічна модель, яка включає як рельєф суходолу, так і дно океану.
GTOPO30: Earth 30 arc second topography model [87]	30 кутових секунд	Глобальна модель топографії, створена на основі різних джерел, включаючи супутникові дані.
GLOBE: Earth 30 arc second global topography [117]	30 кутових секунд	Включає дані рельєфу для всього світу, створена для кліматичних і екологічних досліджень.
SRTM: Earth topography model [215]	3 кутові секунди (залежно від регіону)	Рельєфна модель, заснована на даних радарної зйомки місії Shuttle Radar Topography Mission.
SRTM30_PLUS: Earth 30 arc second topography and bathymetry model [171]	30 кутових секунд	Об'єднує рельєф і батиметрію, включає дані океанів.
Earth2012: Spherical harmonic models [121]	Залежно від моделі	Модель на основі сферичних гармонік, використовується для гравітаційного аналізу.
WGS84 ellipsoid and WGS84 EGM96 geoid [153]	Глобальна	Глобальний еліпсоїд і геоїдна модель, стандарт у геодезії та навігації.

продовження табл. 1.6

1	2	3
ICGEM: International Center for Global Earth Models [74]	Різна	Централізований доступ до глобальних моделей гравітаційного поля.
Planetary Data System (PDS) Geosciences node [138]	Різна	Архів даних для дослідження планет і їхньої топографії.
Spherical harmonic models of planetary topography [160]	Різна	Сферичні гармоніки для моделювання топографії планет, включаючи Землю.
GTDR3.2: Venusian topography [76]	Різна	Модель топографії Венери, створена на основі даних магелланівської місії.

Батиметрію океанів вимірюють за допомогою ехолотів протягом понад півстоліття. На жаль, сліди суден іноді містять великі навігаційні похибки, і існують великі прогалини в даних. Як виявили Маркс і Сміт [136], існує багато наборів даних, які базуються на цих вимірюваннях, але кожен має свої особливості. У разі нестачі даних, отриманих безпосередньо з суднових обстежень, одним із методів покращення батиметрії океанів є використання комбінації даних, зібраних під час суднових вимірювань, із даними про морську гравітацію. У роботах [193, 194] детально описано що, морські гравітаційні аномалії (отримані зі схилів морської поверхні, отриманих за допомогою альтиметра) сильно корелюють із рельєфом морського дна в обмеженому діапазоні довжин хвиль. Комбінуючи прогнозовану топографію та смугові гравітаційні аномалії з довгохвильовою батиметрією корабельного зондування, стало можливим отримати майже глобальні оцінки рельєфу морського дна з роздільною здатністю 2 кутові секунди. Тим не менш, слід підкреслити, що такі продукти даних дійсно є оцінками і що вони можуть бути невідповідними для певних типів геофізичного моделювання.

Глобальні топографічні моделі Землі, які поєднують океанічну батиметрію та топографію суші, включають ETOPO1 і SRTM30_PLUS.

Останній з них являє собою комбінацію даних кутової секунди SRTM 30 та прогнозована батиметрія, з пропусками, заповненими даними GTOPO30. Використовуючи набори даних SRTM, SRTM30_PLUS та ETOPO1, був побудований [120] набір моделей сферичних гармонік високого порядку, які включають моделі планетарної форми, рельєфу по відношенню до геоїда та топографії. Зображення цієї глобальної топографічної моделі відображається на рис. 1.8, де висоти нанесено відносно геоїда EGM96 [130], що є хорошим наближенням середнього рівня моря.

1.6. Ізостатичний стан та неоднорідна будова планети

Аномалії прискорення вільного падіння, зумовлені неоднорідностями в Землі, які ускладнюють поверхню земного еліпсоїда, призводять до відхилення вертикалей від їхнього нормального положення (відхилення прямовисних ліній). Прямовисні лінії мають істотне значення в геодезії та астрономії, оскільки від них відлічують кутові відстані в сферичних координатах. Відхилення ліній можна обчислювати за розподілом аномалій на поверхні Землі, але в процесі вирішення цієї проблеми дослідники ще в минулому столітті зіткнулися з цікавим фактом. Обчислені значення впливу надлишкових мас сусідніх гір і дефекту мас в океані виявились набагато більшими ніж спостережувані. Для пояснення цього факту було прийнято гіпотезу, згідно з якою під гірськими спорудами спостерігається розуцільнення речовини, яке компенсує вплив маси гори, а під океанами – ущільнення речовин, що компенсує дефект мас в океані (відносно гірських порід, що його оточують). Так виникло вчення про ізостацію [51].

Ізостація – це важлива геотектонічна концепція яка допомагає зрозуміти еволюцію основних елементів рельєфу поверхні планети. Основи загальної теорії ізостації були закладені Праттом та Ері в 1855р. Близькість земної поверхні (як континентальної, так і океанічної) до ізостатичної рівноваги впливає з відомого факту близькості її форми до гідростатично рівноважного

стану, тобто до такої, яку мала би планета, перебуваючи в рідкому стані. Хоча Земля не перебуває в такому стані, але ізостатичні сили та ізостатична рівновага цілком реальні [53].

Ізостатична рівновага. Ідеалізований стан, до якого прагнуть зовнішні шари Землі після того, як їх порушують додаванням, або зняттям навантажень, пов'язаних, наприклад, з нагромадженням і зменшенням льодовикового покриву, зростанням і згасанням вулканів, а також відкладенням, ковзанням і опусканням осадових порід.

Локальна ізостазія. Гіпотеза про те, що зовнішні шари Землі є слабкими, тому деформації, спричинені навантаженням і розвантаженням, є локальними, інтенсивними і можуть включати розломи.

Регіональна ізостазія. Гіпотеза про те, що зовнішні шари Землі мають таку внутрішню міцність, що вони чинять опір деформації, пов'язаній з навантаженням і розвантаженням, і згинаються (або вигинаються) на великій площі, а не розриваються.

Теплова ізостазія. Гіпотеза про те, що зовнішні шари Землі утворюють охолоджувальний тепловий пограничний шар і що регіональні відмінності в рельєфі контролюються відмінностями в температурній структурі, так що гарячі регіони мають більшу висоту над рівнем моря, ніж холодні регіони.

Під час виникнення концепції ізостазії відповідно до панівних тоді уявлень про «плавання» земної кори на магмі, вивчення рівноважного стану Землі було замінено на вивчення рівноважного стану земної кори. Такий підхід, ще й досі є актуальним, тільки оцінюють рівноважний стан не земної кори, а літосфери. В останньому випадку роль магми, що підстилає кору, відіграє гіпотетична астеносфера. Під ізостатичним станом земної кори (літосфери) розуміють такий її стан, за якого вона розміщується на субстраті так, ніби плаває на ньому за законом Архімеда [26]. Природним наслідком такого припущення є зрівноваженість тисків на деякій поверхні у субстраті (закон Паскаля), що називається поверхнею компенсації.

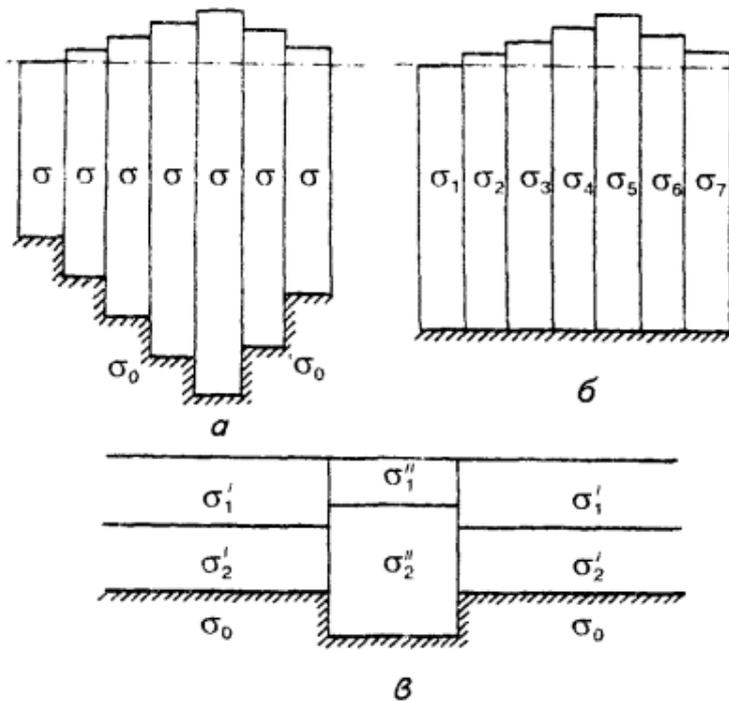
Для практичного врахування впливу мас, розподілених у земній корі згідно з гіпотезою ізостації, використовують різні фізикогеологічні моделі [218], зміст яких видно з рис. 1.9 а, б. Підкреслимо, що кожен фрагмент моделі вважають зрівноваженим самостійно (локальна компенсація). Ф.А. Венінг-Мейнец запропонував гіпотезу регіональної компенсації, що враховує взаємне зчеплення блоків земної кори. Однак спосіб розрахунку ізостатичного впливу істотно не змінився. Обчислений за допомогою названих вище моделей гравітаційний вплив ізостатично розподілених мас у верхній частині земної кори вводився як поправка (редукція) в аномалії. Отримані так аномалії дістали назву ізостатичних.

Г.Я. Голіздра [8] розвинув концепцію ізостації рівнинних ділянок, в якій за основу прийнято також зрівноважений стан земної кори, але як зрівноважувальні фактори поряд з топографічними масами використовуються неоднорідності у верхній частині земної кори, встановлені сейсмічними методами. Одна з моделей, яку він використовує для оцінювання ізостатичного стану земної кори, наведена на рис. 1.9, в. Зокрема, він довів, що за умов рівнинного рельєфу Українського щита за наявності поверхневих неоднорідностей у верхніх частинах земної кори, що створюють аномалії гравітаційного поля в декілька десятків мілігал, стан земної кори загалом близький до ізостатичного.

Ізостатичні аномалії в класичному варіанті виявились досить корисними для розв'язування астрономо-геодезичних завдань, зокрема в разі визначення відхилення виска. Неодноразово робилися спроби використання концепції ізостації для створення геотектонічних гіпотез розвитку Землі.

Не дивлячись на здавалося б природний взаємозв'язок між перерозподілом мас у літосфері і тектонікою, встановити конкретну роль ізостатичних сил у формуванні тектонічних структур досі ще не вдалося. Спостережувані в різних геологічних регіонах сучасні рухи земної поверхні відбуваються як у напрямку вирівнювання зрівноваженого стану земної кори, так

і навпаки. Єдиною стійкою закономірністю вважають прямий взаємозв'язок між порушеннями ізоσταзії земної кори і сучасною тектонічною активністю окремих регіонів.



σ_0 – густина субстрату;

σ – густина зрівноважених блоків різної висоти за Г. Ері;

$\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_7$ – густина зрівноважених блоків різної висоти за Ф.Праттом;

σ_1', σ_1'' – густина блоків гранітного шару земної кори;

σ_2', σ_2'' – густина блоків базальтового шару земної кори за Г.Я. Голіздрую.

Рис. 1.9. Фізико-геологічні моделі ізоσταзії земної кори: *a* – Г. Ері; *б* – Ф.

Пратта; *в* – Г.Я. Голіздри [8].

Для Землі ізостатична рівновага добре здійснюється лише в регіональному масштабі. Локальні нерівності топографічної поверхні горизонтального розміру 10^2 км зазвичай ізостатично не компенсуються. Умова виконання ізостатичної рівноваги в загальному випадку вимагає рівності нулю значень ізостатичних аномалій. Хоча для Землі ізостатичні аномалії сили ваги на континентальних платформах і на більших частинах площі океанів невеликі (10–20 мГал), відмінність їх від нуля ставить питання про природу існування таких аномалій. Враховуючи їх планетарний характер, можна допустити, що вони пов'язані або з аномальними масами, розташованими достатньо глибоко в мантії планети, або з інтегральним ефектом аномальних неоднорідностей в корі і верхній мантії. На даний час вважається, що негідростатичні низькочастотні

гармоніки гравітаційного поля Землі не є результатом спільного ефекту топографії та її ізостатичної компенсації і отже, вони пов'язані з неоднорідностями мас мантійних горизонтів планети.

На рис. 1.10 показана планетарна карта товщини кори Землі, яка побудована за моделлю Ері [218]. Вона надає інформацію, з якої можна, наприклад, оцінити гравітаційний ефект від згину літосферної плити на гравітаційне поле. Однак, лише невелика частина аномалій гравітаційного поля на окраїнах тектонічних плит може бути пояснена впливом згину плити. Більша частина аномалій сили ваги вимагає іншого пояснення. Зокрема, ймовірною причиною аномалій сили ваги можуть бути аномальні маси, що асоціюються з конвекцією в мантії.

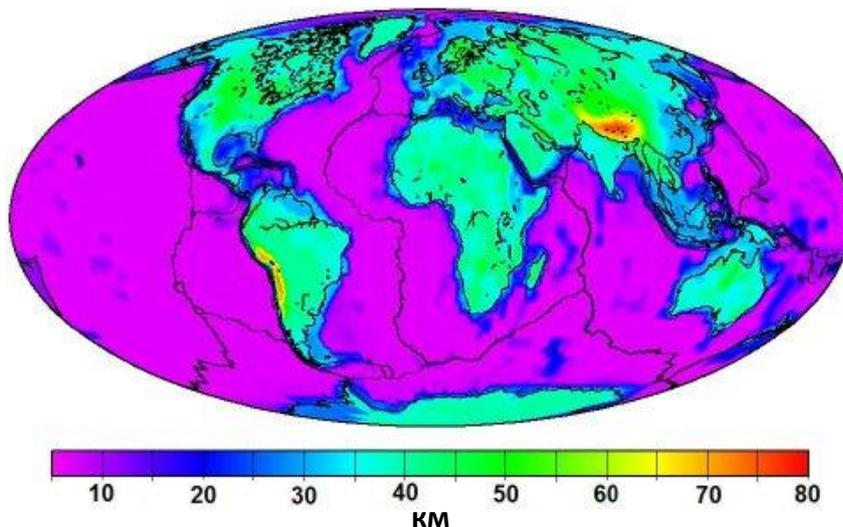


Рис. 1.10. Товщина кори Землі [114]

Внаслідок конвективної циркуляції відбувається охолодження і наростання океанічної літосфери на серединно-океанічному хребті та її підсування (субдукція) під глибоководні жолоби островних дуг. Тому важливим завданням на майбутнє є більш точне визначення структури та товщини кори на континентах. В цьому напрямі вже здійснені численні дослідження. Зокрема, для багатьох районів зараз є достатньо детальні дані про будову осадового чохла і його фізичні характеристики [2, 14, 40], що дозволяє ввести в модель істотні поправки щодо густинних неоднорідностей верхньої частини

геологічного розрізу. Для багатьох територій отримана інформація, яка дозволяє переглянути уявлення про глибини до границі Мохоровичича [4], що також істотно уточнює моделі ізостатичної компенсації.

1.7. Загальні положення глобального геодинамічного аналізу за даними космічної геодезії

Вихідною областю застосування ГНСС в геофізичних і геодинамічних дослідженнях стало визначення кількісних характеристик сучасних рухів земної кори. Повторні, багатократні та безперервні геодезичні вимірювання тривалий час надають важливі вихідні дані для таких геофізичних і геодинамічних наукових дисциплін, як сейсмологія, вулканологія, океанологія, геотектоніка. ГНСС, на відміну від традиційних геодезичних вимірювань, дозволяють отримати оцінки змінного положення точок земної поверхні з міліметровою точністю.

Завдяки спільному використанню систем ГЛОНАСС і GPS отримання оцінок зміщень пунктів земної поверхні в мережах локального геодинамічного моніторингу сьогодні здійснюється з точністю до міліметрів. У спостережних мережах спільне використання багатосистемних ГНСС (GPS, ГЛОНАСС, GALILEO, Beidou) за взаємної віддаленості спостережних станцій на сотні й тисячі кілометрів одна від одної забезпечує точність у межах субсантиметрового рівня, наближаючись до міліметрової.

Це забезпечує високу об'єктивність та надійність дослідження сучасних рухів земної кори. Відповідне визначення швидкості деформацій середовища в районах розташування особливо відповідальних техногенних об'єктів (атомні станції, гідроелектростанції, пункти зберігання радіоактивних відходів та ін.) дозволяє розробляти теоретичні та прикладні моделі таких процесів, як підготовка, розрядка та релаксація напружень на територіях виникнення землетрусів; інфляція та дефляція магматичних вогнищ у вулканічних районах; розвиток руйнування порід у динамічній формі та обвалів при видобутку корисних копалин та ін.

Останнє робить багатосистемні ГНСС найважливішим сучасним інструментом геофізичних досліджень.

Сучасне охоплення земної суші безперервними ГНСС-спостереженнями становить близько 23 тис. пунктів. Тимчасова дискретність реєстрації їх просторових положень варіює від одного разу на добу, при реєстрації щодо повільних корових рухів, до 100 Гц, при вирішенні завдань сейсмології, визначення швидких рухів у вогнищах землетрусів та тектонічного тремору. Багато станцій функціонують безперервно вже понад 20 років, забезпечуючи важливою інформацією геофізичні дослідження.[80]

Завдяки вихідним ГНСС-даним у даний час отримані об'єктивні та достовірні оцінки швидкостей та нелінійних варіацій рухів тектонічних плит у глобальній координатній системі відліку [68]. Нприклад, восьмирічні ГНСС-спостереження з добовим часовим інтервалом у районі заливу Сан-Франциско (США) дозволили відслідкувати розвиток інтенсивних зсувних деформацій задовго до великого землетрусу Напа (2014 р., $M = 6.1$ [155]). Це свідчить на користь реальності виникнення деформаційних провісників перед великими землетрусами (рис. 1.11).

Горизонтальні деформації обчислюються для трикутників триангуляції Делоне. Для обчислення деформацій кінцевого елемента використовувався тензор деформації [196]:

$$T_{\varepsilon} = \begin{pmatrix} \varepsilon_n & \varepsilon_{ne} \\ \varepsilon_{en} & \varepsilon_e \end{pmatrix} \quad (1.3)$$

елементами котрого є $\varepsilon_n = \frac{\partial u_n}{\partial n}$, $\varepsilon_e = \frac{\partial u_e}{\partial e}$ та $\varepsilon_{ne} = \varepsilon_{en} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} \right)$, відповідно

де $\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} = \gamma_{ne} = \gamma_{en}$ – деформація зсуву; u_n та u_e – зсув відповідних напрямках.

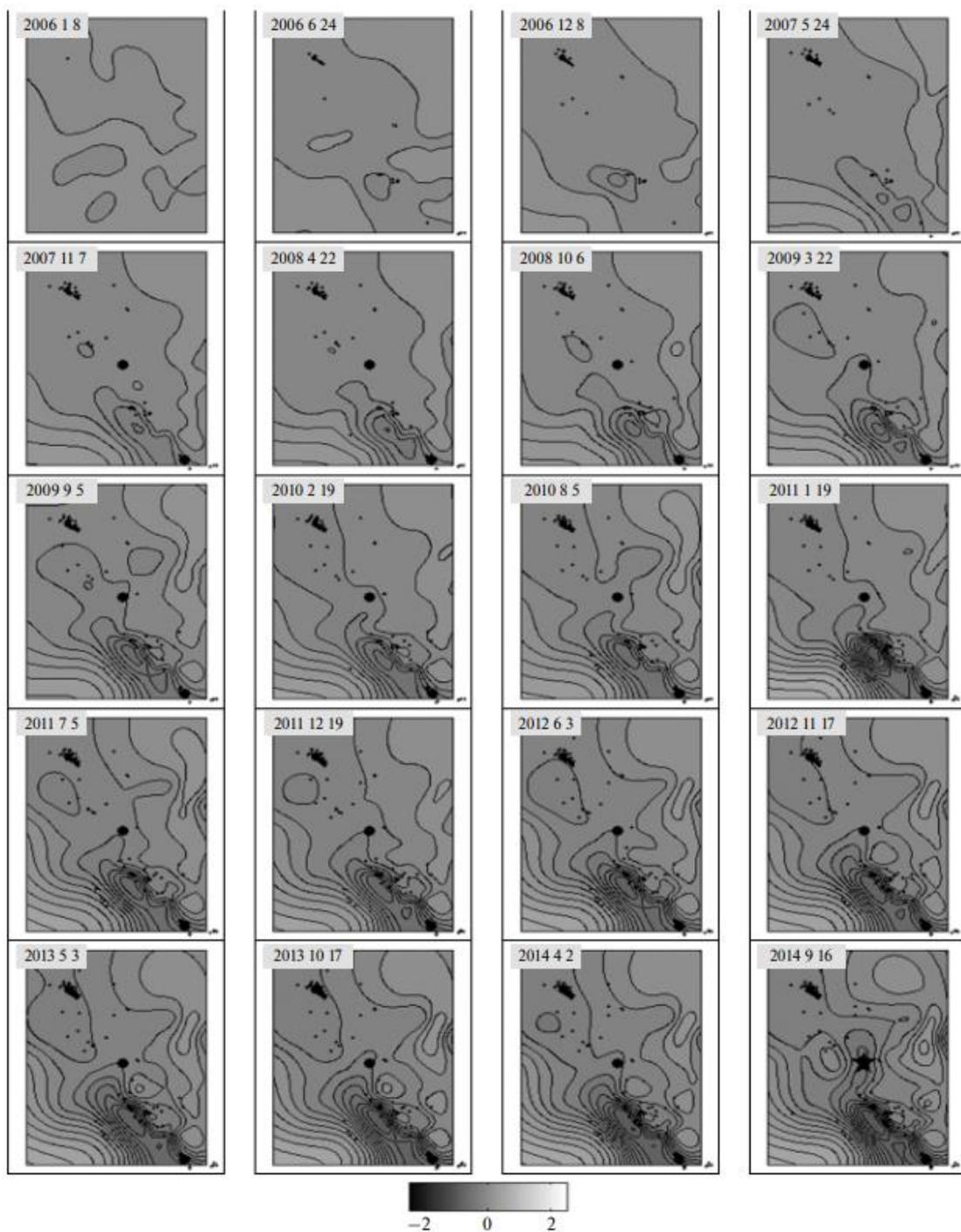


Рис. 1.11. Просторовий розподіл деформації повного зсуву перед землетрусом Гаїті, США (2014, $M = 6.1$). Ізолінії проведено з інтервалом 10^{-6} . Зірочка означає епіцентр головного поштовху. Чорні кола – епіцентри форшоків та афтершоків з $M > 5$. Чорні точки – епіцентри слабких поштовхів $3 < M < 5$. Середньоквадратична похибка RMS визначення деформацій менше 10^{-7} [111]

З метою дослідження просторово-часового розподілу горизонтальних деформацій використано такі інваріантні характеристики [80]:

- головні деформації ε_1 і ε_2 :

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{1}{2} [\varepsilon_n + \varepsilon_e \pm \sqrt{(\varepsilon_n - \varepsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2}] \quad (1.4)$$

- деформація повного зсуву:

$$\gamma = ((\varepsilon_n - \varepsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2)^{1/2} \quad (1.5)$$

Еволюція деформації максимального зсуву представлена на попередньому рисунку, переконливо демонструє безперервний і послідовний розвиток вогнищ деформаційних аномалій в околиці майбутнього великого землетрусу.

Метод ГНСС-сейсмології має лише двадцятилітню історію. Проте з його допомогою визначено швидкі коливальні рухи під час землетрусів Деналі (2002), Сан Сімеон (2003), Токачі-Окі (2003), експлозивної активності вулкана Стромболі (2004) та інших важливих геодинамічних подій [80].

Локальні наглядові ГНСС-мережі в районах техногенної небезпеки сприяють забезпеченню безпечної експлуатації відповідальних інженерних об'єктів, наприклад, таких як гідротехнічні споруди. Спеціальні геодинамічні полігони для спостережень за сучасними рухами земної кори з використанням ГНСС-технології створюються в районах потенційних техногенних загроз, наприклад Дністровська ГАЕС.

Міжнародна служба ГНСС, використовуючи вимірювальну інформацію з супутників ГЛОНАСС і GPS, виробляє та представляє світовій спільноті такі наукові та високотехнологічні продукти як точні та оперативні ефемериди супутників ГНСС, геоцентричні координати та швидкості їх змін, параметри обертання Землі (рух полюса та тривалість доби), параметри тропосфери (тропосферна затримка та її горизонтальні градієнти) та іоносфери тощо. Ці

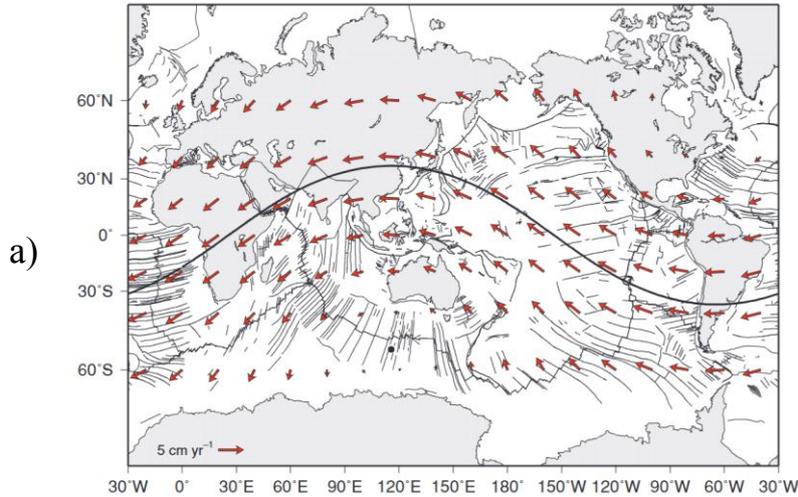
характеристики в залежності від рівня їх точності транслуються в реальному часі, або із затримками від кількох годин до тижнів.

Ціла низка інтернет-архівів геопросторових даних сьогодні надає широкому користувачеві геоінформацію про Землю. Найбільш популярними і великими є інтернет-портали SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) [189] і UNAVCO (University NAVSTAR Consortium) [217]. Основним їх змістом є вимірвальні дані ГНСС, координати супутників і наземних станцій, а також швидкості їх руху. Особливе місце при цьому займають характеристики рухів земної поверхні в районах землетрусів, але також дані про стан тропосфери та іоносфери, сейсмічні дані та результати дистанційного зондування. Найбільш велику інформацію про рухи пунктів ГНСС надає Геодезична лабораторія Невади (Nevada Geodetic Laboratory) [97]. Геопортал лабораторії містить тимчасові ряди координат стаціонарних ГНСС-пунктів. Він включає близько 23 000 пунктів. Дані являють собою координатні точні рішення з добовим тимчасовим розв'язком (міліметрові точності), а також оперативні експериментальні рішення з п'ятихвилинним часовим інтервалом (близько дециметрові точності).

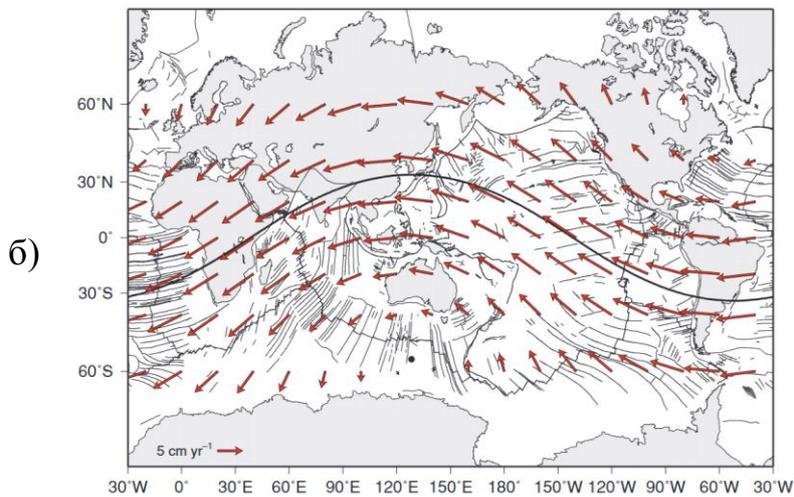
Основою використання ГНСС у науках про Землю є Глобальна система геодезичних спостережень (Global Geodetic Observing System), яка створена і розвивається Міжнародною асоціацією геодезії (IAG). Її науковою метою є вдосконалення знань про динаміку Землі шляхом кількісної оцінки змін планети у просторі та часі. Ядром спостережної системи є так звані корові (core sites) і колокаційні (collocation sites) пункти, що забезпечують високу стабільність земної координатної опори для різноманітних геодезичних і геофізичних застосувань. Сучасним результатом розвитку ГНСС-технологій для геофізики та геодинаміки є розширення сфери їх діяльності та їх диференціація на кілька незалежних напрямків. З монодисципліни, спрямованої на визначення місця розташування та передачі часу, вона перетворилася на

сукупність наукових напрямів, серед яких найбільш сучасними є ГНСС-сейсмологія, ГНСС-метеорологія та ГНСС-рефлектометрія. [172]

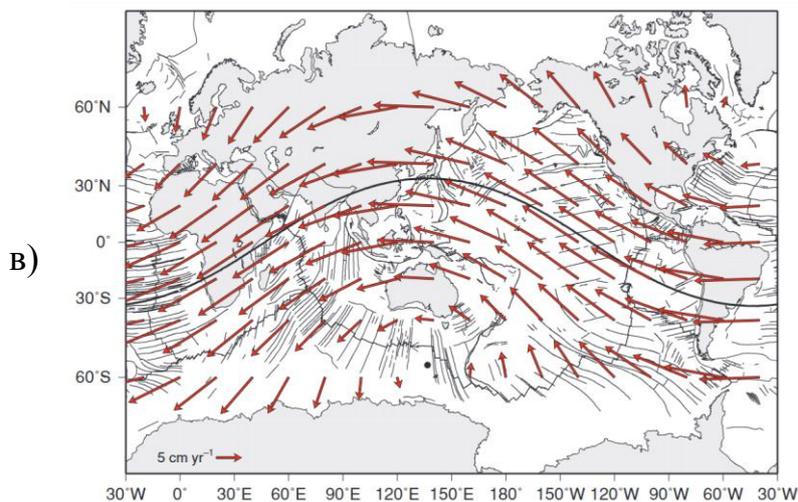
Дані космічної геодезії використовуються для перевірки того, чи плити рухаються хаотично чи скоріше слідують певному тектонічному руслу. Хоча незалежні лінії геологічних доказів підтверджують існування глобального впорядкованого потоку рухів плит із західною поляризацією, Земна система відліку (ITRF) представляє обмеження в описі абсолютних рухів плит відносно мантиї. У роботі [94] оцінили нову модель руху плити та три різні рішення чистого обертання літосфери (рис. 1.12). Враховуючи шість основних меж плит і змінну глибину джерела основних гарячих точок Тихого океану, автори адаптували кінематику плити TRF за допомогою глобальної космічної геодезії до моделей абсолютного руху плит щодо мантиї. Усі три реконструкції підтверджують тектонічну домінуючу тенденцію та чисте обертання літосфери. Досі не відомо точної тенденції цього тектонічного потоку та швидкості диференціального обертання. Проте результати показують, що, припускаючи більш швидкі рухи Тихого океану, як це допускає астеносферне джерело гарячих точок, найкраща оцінка чистого обертання літосфери становить $13,4 \pm 7$ мм на рік⁻¹. Це надшвидке рішення, здається, суперечить сучасним знанням про літосферні рухи, але воно значно краще узгоджується з геологічними обмеженнями, ніж ті, що отримані за допомогою повільніших оцінок руху Тихого океану та чистого обертання. Припускаючи швидший рух Тихого океану, показано, що всі плити впорядковано рухаються «на захід» вздовж тектонічного основного потоку з різними швидкостями, а екватор чистого обертання літосфери лежить всередині відповідної смуги широт тектонічного основного потоку. [94]



а – рішення у стилі Гріппа і Гордона (GGS – Gripp and Gordon ‘style’ solution) [110], максимальна тангенціальна швидкість 41 мм на рік⁻¹;



б – S15, максимальна тангенціальна швидкість 8,0 см на рік⁻¹;



в – S20, максимальна тангенціальна швидкість 134.

Рис. 1.12. Глобальне чисте обертання літосфери, тангенціальні швидкості та екватори [94].

Найважливішою якістю ГНСС є їхня багатофункціональність, яка забезпечується використанням у єдиному рішенні всієї сукупності спостережних геодезичних систем. Прикладом цього є колокаційні та основні станції Глобальної системи геодезичних спостережень. Незважаючи на те, що у такому поєднанні використовують багато сучасних спостережних засобів астрономії, геодезії та геофізики, новий якісний науковий прорив може забезпечити подальше розширення єдиного комплексу спостережних засобів і об'єднання різнодисциплінарних спостережних мереж. Цьому має сприяти, наприклад, поєднання магнітних станцій і ГНСС-пунктів, що дасть змогу більш глибоко вивчати не тільки стан атмосфери, магнітного поля Землі та магнітосфери, а й і вдосконалювати знання про геодинамічні механізми процесів, що відбуваються в літосфері.

1.8. Комплексний процес моделювання планетарних геодинамічних процесів

Блок-схема, представлена на рис. 1.13, відображає комплексний процес моделювання планетарних геодинамічних процесів, що поєднує різні джерела даних, методи аналізу і моделювання, а також інструменти інтерпретації результатів для розуміння змін форми Землі та її геодинаміки в геологічному масштабі часу. В основі підходу лежить інтеграція цифрових моделей рельєфу, даних супутникових вимірювань та математичних методів для створення моделі Землі, яка враховує складні взаємозв'язки між ротаційними, гравітаційними і тектонічними процесами.

Перший етап процесу зосереджений на зборі і використанні вхідних даних із трьох основних джерел: цифрової моделі рельєфу PaleoDEM, моделі геоїда EGM2008 та моделі топографії ETOPO1. PaleoDEM забезпечує інформацію про реконструйований палеорельєф Землі, необхідний для дослідження геодинамічних процесів минулих епох. Модель EGM2008 слугує основою для аналізу гравітаційного поля, тоді як ETOPO1 надає сучасний опис

топографії Землі. Ці дані формують базу для подальших математичних обчислень і моделювання.

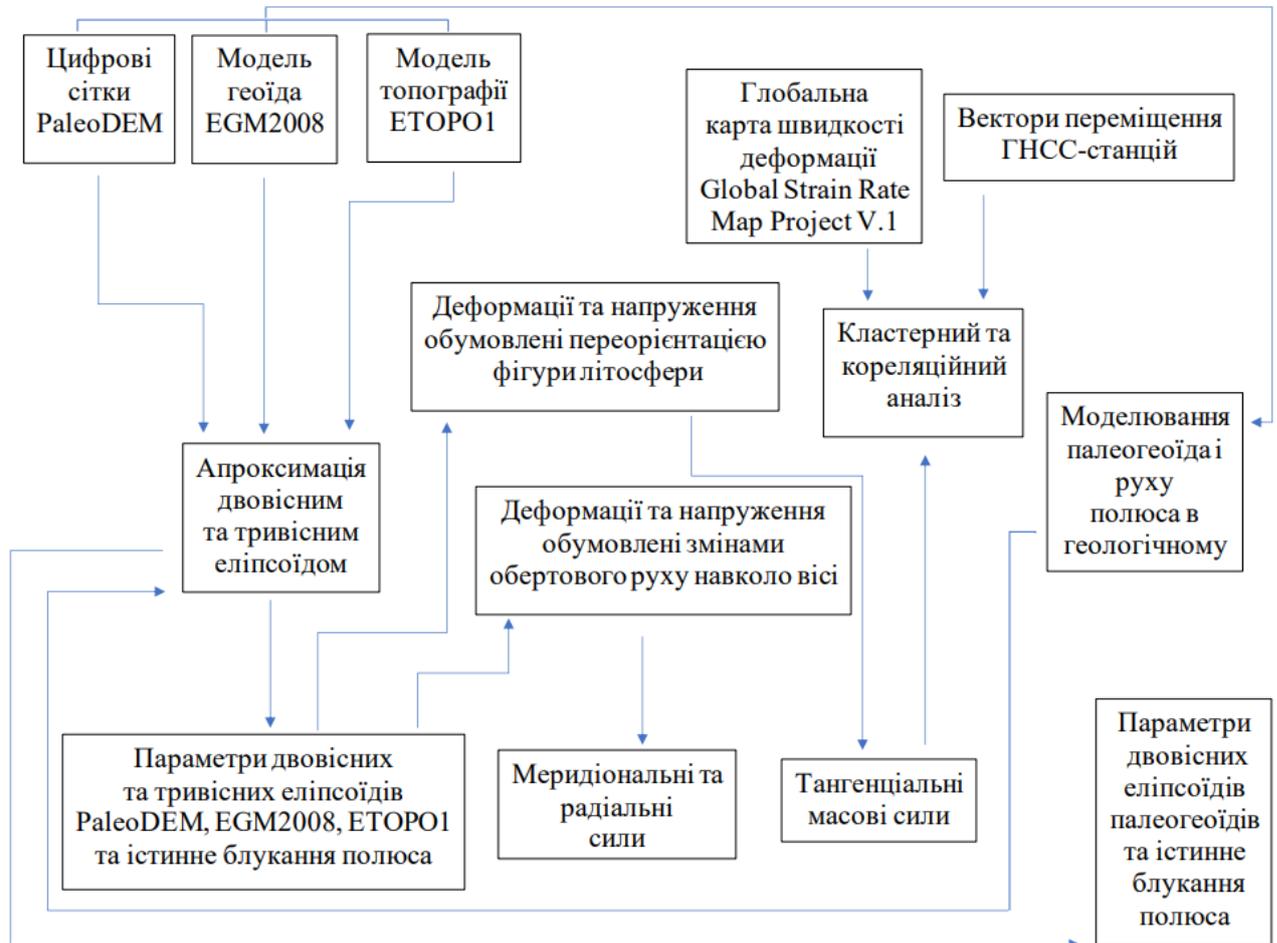


Рис. 1.13. Загальна схема досліджень

На наступному етапі виконується апроксимація поверхні Землі за допомогою двовісних і тривісних еліпсоїдів. Ця апроксимація дозволяє описати форму Землі з урахуванням її деформацій та варіацій у різні геологічні епохи. Апроксимовані моделі застосовуються для оцінки параметрів, що характеризують еліпсоїди, а також для аналізу істинного блукання полюса, яке виникає внаслідок переорієнтації фігури літосфери.

Процес моделювання включає визначення деформацій і напружень, які виникають через зміну обертового руху Землі навколо осі. Окрім цього, аналізується вплив переорієнтації форми літосфери на ці процеси. Для цього враховуються тангенціальні масові сили, які є ключовими для розуміння

глобального поля напружень і механізмів руху тектонічних плит. Ці сили зіставляються з даними глобальної карти швидкості деформацій (Global Strain Rate Map Project V.1) і векторами переміщення, отриманими з ГНСС-станцій.

Для встановлення кількісних залежностей між параметрами моделі використовується кластерний і кореляційний аналіз. Ці методи дозволяють виявити зв'язки між тангенціальними масовими силами, напрямками руху тектонічних плит, висотами геоїда та іншими параметрами. Крім того, аналізуються меридіональні та радіальні сили, що впливають на динаміку літосфери і переорієнтацію осі обертання планети.

На завершальному етапі відбувається моделювання палеогеоїда та руху полюса у геологічному масштабі часу. Цей процес дозволяє створити карти глобальних змін форми літосфери, визначити параметри палеогеоїдів і оцінити їхній вплив на напружено-деформований стан літосфери. Отримані результати дають змогу зрозуміти механізми еволюції планетарної форми Землі.

Таким чином, блок-схема демонструє інтегрований підхід до вивчення планетарних геодинамічних процесів, що включає використання даних з різних джерел, сучасні методи математичного моделювання та аналізу, а також візуалізацію результатів у формі карт і моделей. Це дозволяє не лише поглибити розуміння геодинаміки Землі, але й сприяти розробці практичних рекомендацій для моніторингу та прогнозування змін, пов'язаних із глобальними і регіональними геологічними процесами.

Висновки до першого розділу

Перший розділ присвячений огляду сучасних підходів і уявлень про будову та динамічні процеси в надрах Землі, що мають визначальне значення для розуміння планетарної геодинаміки.

1. Розглянуто основні теорії та моделі, які пояснюють рухи літосферних плит та мантийних потоків, гравітаційні та ротаційні ефекти, а також їхній вплив на глобальні геофізичні процеси, зокрема на сейсмічну активність.

Окрему увагу приділено концепції тектоніки плит, що розглядає літосферу як сукупність окремих жорстких блоків, що плавають на пластичному шарі астеносфери. Це забезпечує постійні деформації кори Землі, що викликають землетруси, вулканізм та формування гірських хребтів.

2. Розглянуто будову Землі на основі сейсмічних і геофізичних даних, що дало змогу виділити такі основні структурні рівні, як літосфера, астеносфера, тектоносфера та ядро. Поглиблений аналіз динаміки мантії та ядра, включаючи радіальний і горизонтальний рух мас, дозволяє визначити джерела і механізми теплопередачі, що є рушійною силою тектонічних процесів.

3. Визначено важливість ротаційного режиму Землі, що спричиняє додаткові напруження та деформації у земній корі, які з часом накопичуються і можуть призводити до значних тектонічних змін. Обертові ефекти, зокрема прецесія, нутація і дрейф полярної вісі, також впливають на розподіл маси в надрах планети, що є визначальним фактором при моделюванні земної фігури. Крім того, ротаційні процеси відіграють ключову роль у формуванні фігури рівноваги Землі та визначенні параметрів її гравітаційного поля, що стало можливим завдяки сучасним досягненням космічної геодезії.

4. Акцентована увага на систематизації геодинамічних явищ на основі новітніх супутникових досліджень і математичного моделювання, що дозволяє більш точно оцінити процеси, які відбуваються у різних оболонках Землі, та їхній вплив на глобальну тектоніку. Це також сприяє кращому розумінню складних зв'язків між змінами обертового режиму, внутрішніми напруженнями і зовнішніми геофізичними явищами.

Розділ 2. Моделювання та картографування планетарних змін фігури Землі в геологічному часі

Моделювання та картографування змін фігури Землі в геологічному часі є одним із ключових аспектів дослідження геодинамічних процесів, що впливають на еволюцію планети. Форма Землі не є сталою – вона змінюється під впливом гравітаційних, ротаційних, тектонічних та інших геодинамічних процесів. Розуміння цих змін дозволяє науковцям краще вивчити історію розвитку планети, а також прогнозувати можливі зміни в майбутньому. У цьому розділі буде розглянуто основні аспекти зв'язку між фігурою Землі та геодинамічними процесами, зокрема через моделювання трансформацій її фігури в різні геологічні епохи. Також буде проаналізовано роль цифрових моделей рельєфу та їх значення у відтворенні змін літосфери.

2.1. Зв'язок фігури Землі з геодинамічними процесами

Вивчення фігури, внутрішньої будови і динаміки Землі викликало значний інтерес і було одним із основних завдань у науковців, починаючи з епохи Відродження.

Якщо розглядати Землю з позицій її структурної будови, то можна допустити, що під дією гравітаційних і ротаційних сил на внутрішні оболонки здійснюється різний вплив. Внаслідок такого впливу може виникати циклічна геодинамічна нестійкість фігури Землі, яка проявляється у вікових варіаціях сили тяжіння, зміщеннях полюсів і швидкості обертання, зміні рівня світового океану, трансгресії і регресії морів. Отож геодинамічну еволюцію Землі можна розглядати як результат перерозподілу її маси в силовому полі, що динамічно змінюється, а зовнішнім проявом цього процесу є фігура поверхні літосфери, яка повинна набувати форму з мінімальною потенційною енергією [66, 21]. Водночас, не можна не враховувати дію інших сил, які визначають перебіг внутрішньоземних процесів, і спрямовані проти дії гравітаційних сил. Отже, дія

цих протилежних сил формує загальне геодформаційне поле через деформацію топології поверхні планети і відповідної динамічної реакції, яка супроводжується перерозподілом мас. Цілком природно, що планета протягом еволюції перебуває в стані динамічно-енергетичних змін. Внаслідок дії гравітаційно-ротаційної і теплової енергії, прояви цього стану відомі – це дрейф материків, сейсмічність і вулканізм, утворення гірських масивів і планетарної тріщинуватості та розломних структур.

Більшість гіпотез еволюції планет вказувала на те, що в минулому Земля була ближче до гідростатичного стану, ніж зараз. Внаслідок цього зовнішня поверхня літосфери в минулому збігалася з рівневою поверхнею. Враховуючи обертання Землі навколо своєї осі, І. Ньютон теоретично довів, що Земля повинна мати форму еліпсоїда обертання, стисненого від полюсів до екватора. А. Клеро, продовжуючи ідейну спадщину І. Ньютона, встановив залежність для стиснення рівноважної фігури у вигляді еліпсоїда обертання, який узагальнював Землю в гідростатичному стані.

Наступний суттєвий крок у дослідженні фігури Землі здійснив Д. Стокс, який довів, що зміну сили тяжіння на земній поверхні і залежність її від стиснення еліпсоїда не обов'язково пов'язувати з гідростатичним станом планети. Це твердження обґрунтовується відомою теоремою Стокса. Доречно зазначити, що теорема Стокса має розв'язок лише для простих фігур, серед яких двовісний та тривісний еліпсоїди.

Дещо пізніше Ф. А. Слудський опублікував роботу «Загальна теорія фігури Землі» [45]. За фігуру Землі він приймав рівневу поверхню, яка збігається з поверхнею океанів і уявно продовжена під континенти. Апроксимуючи цю поверхню двовісним еліпсоїдом він отримав стиснення $\varepsilon = 1/292,7$, а для тривісного еліпсоїда $\varepsilon = 1/297,1$.

Визначальний внесок у дослідження фігури Землі зробив Ф. Гельмерт у 1900–1906 рр. [146]. Виведене Гельмертом стиснення $\varepsilon = 1/298,3$, яке було прийняте пізніше для еліпсоїда Красовського. Крім того, велика піввісь

еліпсоїда Гельмерта 1906 р. $a = 6378200$ м має близьке значення до піввіссі ($a = 6378245$ м) еліпсоїда Красовського.

Однак, історія фізико-геометричного напрямку дослідження фігури Землі, мабуть, починається з виходу в світ програмних робіт Ф. Н. Красовського в 1941–1947 рр. [18, 19, 30], в яких ця предметна галузь геодезії визначена як проблема вивчення внутрішньої будови земної кулі, твердої оболонки Землі, порушень рівноваги в ній, деформацій та переміщень різних частин літосфери. Зазначаючи важливість вивчення внутрішньої будови верхніх шарів літосфери, земної кори, усіма доступними методами, Ф. Н. Красовський вказав на шляхи та методи спільного використання даних астрономо-геодезії, гравіметрії, геології та геофізики для вивчення фігури, внутрішньої будови і динаміки Землі. На підтвердження цих тверджень у 1941 р. Ф. Н. Красовський у статті «Сучасні завдання і розвиток градусних вимірювань» [19], посилаючись на неопубліковану дипломну роботу студента В. А. Магніцького – майбутнього академіка в галузі наук про Землю, писав, «що найбільші зміни напрямку нормалі, в процесі зміни форми еліпсоїда (і в разі збереження його об'єму), припадають на паралелі $35,5^\circ$ (північної і південної широти). Якраз між паралелями $20\text{--}50^\circ$ на земній поверхні проявляються значні тектонічні деформації».

Тут доречно зазначити, що ще в 1889 р. А. А. Тілло в статті «Середня висота суші і середня глибина моря в північній і південній півкулі і залежність середньої висоти материків і середньої глибини морів від географічної широти», використовуючи статистичний аналіз висот рельєфу Землі, вперше показав, що найвищі гірські утворення в північній півкулі розміщені між $30\text{--}40^\circ$ [47].

На противагу аргументованим ідеям дослідження фігури Землі, які висловили Ф. Н. Красовський, М. С. Молоденський [37] запропонував не пов'язувати завдання геодезії і теорії фігури Землі з проблемою визначення фігури геоїда. Основне завдання геодезії, на його думку, повинно полягати у

визначенні фізичної поверхні Землі і зовнішнього гравітаційного поля і це завдання необхідно вирішувати на підставі лише вимірювань без залучення будь-яких гіпотез про внутрішню будову Землі. У дискусії, яка розпочалась тоді серед науковців геодезистів про методи визначення фігури Землі, геометричний метод М. С. Молоденського набув більшого пріоритету і тому інтерес до вивчення геодезичними методами літосферної оболонки та порушень її рівноважного стану поступово почав зникати. Лише на початку 60-х років у зв'язку з появою інтересу до актуальних проблем наук про Землю: «Сучасні рухи земної кори» та «Геодинаміка» М. С. Молоденський [36] вводить поняття статичної, кінематичної та динамічної геодезії, тим самим розділивши цільову спрямованість теоретичних і практичних досліджень у геодезії.

Обертання Землі – найважливіша характеристика, що визначає параметри фігури рівноваги планети. Вивчення нерівномірності обертання Землі дуже важлива для практики і цікава з наукового погляду. Наприклад, супутникова навігація неможлива без знання обертання Землі. Особливості обертового руху надають інформацію про внутрішню будову Землі, а варіації ротаційного режиму є реальним джерелом енергії тектогенезу. Так, наприкінці ХІХ і на початку ХХ століття в науках про Землю багато вчених (Дж. Дарвін, Б. Бемерсгейм, В. Покельс, Є. В. Биханов, Б. П. Лічков, М. В. Цареградський, Г. Н. Каттерфельд, Д. І. Мушкетов, П. С. Воронов) робили висновок, що зміна обертання Землі впродовж геологічної історії є суттєвим чинником, який впливає на тектонічні процеси. Математичне обґрунтування ролі цього чиннику у тектогенезі реалізували в численних роботах математики А. Вероне, П. Аппель, Л. С. Лейбензон, геодезист М. В. Стівас [47].

Зокрема, Б. Л. Лічков з кінця 20-х років ХХ століття почав розглядати фактор зміни швидкості обертання Землі як основний у тектогенезі, вважаючи, що «головна енергія Землі – це енергія сил обертання Землі і саме на ній треба будувати основні уявлення геології, що пояснюють генезис земних структур» [23]. Згодом найповніше обґрунтування ротаційна гіпотеза отримала в роботах

М. В. Стоваса, який захистив у 1951 році кандидатську дисертацію «До питання про критичні паралелі земного еліпсоїда», а в 1961 – докторську дисертацію «Досвід математичного аналізу тектонічних процесів, що викликаються змінами фігури Землі» [47]. В наступному, 1963 році, з'явилася стаття П. Н. Кропоткіна і Ю. А. Трапезнікова «Варіації кутової швидкості обертання Землі, коливань полюсів і швидкості дрейфу геомагнітного поля та їх можливий зв'язок з геотектонічними процесами» [20].

Періодична зміна швидкості призводить, зокрема, до зміни самих параметрів обертання планети. Найбільш короткоперіодні з них тривалістю в 21, 40, 100, 400 тис. і 1,2 млн років відображено у змінах нахилу осі обертання Землі, її прецесії і орбіти [113]. Вони отримали назву циклів Міланковича і їх використав цей автор для пояснення чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час останнього льодовикового періоду в історії Землі [27].

У кінці 80-х років А. Шейдеггер [65] в розділі «Обертання Землі» монографії «Основи геодинаміки» надав узагальнювальні висновки щодо можливості деформації літосфери під впливом вікового уповільнення швидкості обертання нашої планети у зв'язку з припливним тертям від Місяця (наприклад, на початку фанерозою тривалість доби дорівнювала лише 20,5 год, а потім постійно сповільнювалася на 2 мс за 100 років і дійшла до сучасних 24 год). Розрядка напруги, яка нагромаджується в процесі досягнення ними критичних значень, рівних межі міцності порід тектоносфери, призводить, на його думку, до тектонічних активізацій Землі.

Д. А. Мушкетов [39] також звертав велику увагу на зміни форми Землі і пов'язував причини деяких геологічних явищ з процесом пристосування геоїда до форми сфероїда. Він вважав, що малі, але тривалі напруги, що викликаються ротаційними силами, здатні породити так звану «втому» кладових мінералів, що приводить до утворення незворотних деформацій у літосфері.

Отож інтерес до ротаційного режиму Землі як ключового фактору планетарної геодинаміки то зростав, то зменшувався залежно від геологічного світогляду, який панував у той час. Нині спостерігається розширення інтересу до осмислення ролі і значення ротаційних процесів, оскільки ротаційні сили входять практично основним компонентом до більшості геодинамічних концепцій. В останні десятиліття вплив ротаційних сил розглянуто і в межах уявлення про оболонкову будову Землі, що вносить свою специфіку в розглянуту проблему.

У праці [1] вважається, що зміна швидкості обертання і переміщення осі в тілі Землі, що відбуваються циклічно, можна використати для пояснення глобальних переміщень океанічних мас води, перебудов у корі і мантії, що супроводжуються «тріщинуватістю» і «утворенням гірських масивів». Вони також зазначають, що виділені в геології цикли і їх зв'язок з характерними періодами еволюції Землі не можуть бути випадковим.

З вісьовим обертанням Землі пов'язана також диференціальна розмежованість на полярну і екваторіальну області, яка проходить через 40° паралель. Наслідком такого розділення є протилежна спрямованість трансгресії та регресії океану в цих областях, підвищена сейсмічність цієї зони, яка характеризується найбільш розчленованими ділянками рельєфу нашої планети [41]. Цілком природно пов'язувати також з обертанням Землі утворення систем широтних трансформних розломів, що перетинають спредингові серединно-океанські хребти в меридіональному напрямку. Меридіональні і косі трансформні розломи в Індійському і Індо-Арктичному океанах можуть бути пов'язані з північним дрейфом континентів [22, 113].

Нерівномірне обертання Землі, її періодичне прискорення та уповільнення мають ще один дуже важливий наслідок. Вони викликають зміну фігури Землі, її полярну сплюсненість і, головне, викликають напругу в літосфері, яка, на думку більшості дослідників, є єдиною причиною утворення так званої регматичної сітки розломів, тріщин і лінеаментів, закономірно

орієнтованих щодо фігури Землі, утворюючи ортогональну і діагональну сітки на її поверхні [113]. Також важливо додати, що останнім часом встановлено зв'язок між динамікою ядра Землі і особливостями її осьового обертання [163].

Іншим відомим наслідком осьового обертання Землі є прояв так званої сили Коріоліса, що викликає відставання континентальних літосферних плит від спрямованого із заходу на схід обертання більш внутрішніх частин планети і, як наслідок, їхнє відносне переміщення на захід. Ця ж сила Коріоліса відповідальна за асиметрію видовжених у меридіональному напрямку серединноокеанських хребтів [173].

Як показав М. А. Гончаров [9], поєднання дії сили Коріоліса і мантийної конвекції зумовлює не тільки західний, але і змінний у меридіональному напрямку північний і південний дрейф континентів і протилежних процесів, які панують у полярних областях Землі, зокрема, переважання в сучасну епоху стиснення і занурення в Арктиці і підняття та розтягування в Антарктиді. З цим же процесом слід пов'язувати ту обставину, що суперконтиненти поперемінно утворювалися то в Північній, то в Південній півкулях, на що звернули увагу в своїх дослідженнях Н. А. Божко і Ю. В. Баркін [6].

Є. Г. Мірлін вказав, що настав час переоцінити роль «літосфери як твердої і крихкої оболонки, оскільки це не відповідає уявленням про плинність середовища і про різнорангові вихрові рухи в «твердих» оболонках» [34], і припустив, що подальше вивчення природи вихрових рухів приведе до появи «майбутньої концепції, яка в даний час йде на зміну тектоніки плит».

Тому, ймовірно, варто прислухатися до думки вченого О. А. Мельнікова, який в останні роки послідовно і з похвальною наполегливістю проводить «в життя» думку про те, що: «...Перш ніж вишукувати якісь інші причини в поясненні геологічних процесів, що відбуваються на Землі і всередині неї, необхідно врахувати (а не нехтувати) вплив на них із зародження Землі як планети її ротаційного режиму, тобто цей режим повинен служити відправним

моментом і основою математичного та фізичного моделювання будь-яких геологічних (як і всіх інших) процесів» [31].

Такої ж думки притримуються К. Ф. Тяпкін і М. М. Довбнич, які в монографії «Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование» [50] показали та кількісно обґрунтували, що джерелом сил та енергії, необхідної для утворення таких явищ, як тектонічні активізації Землі, світові трансгресії та регресії та навіть генерація магнітного поля є обертання Землі, а саме – варіації її ротаційного режиму, які є результатом взаємодії нашої планети з навколишнім її космічними полями.

Оскільки перелічені вище літературні джерела і описані в них методи та результати є незалежними, застосованими різними дослідниками і в різний час, то достовірність отриманих за їх допомогою відомостей значно зростає і вселяє оптимістичну надію на розроблення теорії еволюції Землі, в якій значне місце буде відведено ролі гравітаційно-ротаційних процесів у тектогенезі і формуванні фігури Землі.

2.2. Моделювання трансформації фігури в минулі геологічні епохи

2.2.1. Цифрова модель рельєфу (PaleoDEM) поверхні літосфери на основі карт геопалеорекострукцій

Для наступного моделювання фігури Землі в геологічному часі нами були використані набори готових цифрових даних, тобто сітки з висотами рельєфу, котрі були створені безпосередньо Scotese C. (у період з 2003 по 2013 роки) та перенесені у **.netcdf* (Network Common Data Form) формат Wright N. у 2017 році [186]. Формат **.netcdf* – це відкритий стандарт для роботи з багатовимірними масивами даних, які зазвичай використовуються в наукових дослідженнях. Цей формат розроблений для зберігання даних, які залежать від однієї чи кількох змінних, таких як час, довгота, широта, висота тощо.

Коротко розглянемо геологічні та геофізичні дані, які були використані для створення PaleoDEM, а також методологію їх створення.

Палеогеографічні карти PaleoDEM були спочатку опубліковані на сторінці [181] для ArcGIS. Цей цифровий атлас, розроблений для використання з програмним забезпеченням ГІС (наприклад, ESRI ArcMap), складається з 120 палеогеографічних карт разом із тектонічними [176], палеолітологічними [82], палеоокеанографічними, а також палеокліматичні реконструкції [140].

Після того, як було встановлено глобальну структуру тектонічних плит [174, 175, 177, 178, 179, 180, 182, 183, 184, 185], палеогеографічні карти, які представляють давнє поширення нагір'я, низовини, мілководних морів і глибоких океанських басейнів, були побудовані в цифровому вигляді. Це було зроблено в кілька кроків. Першим кроком було скласти карту геологічних літофацій, які визначали давні середовища відкладень (рис. 2.1). Літофації — це різновиди гірських порід, які сформувалися в певних геологічних умовах та характеризуються певними властивостями, такими як склад, структура, текстура, і стратиграфічна приналежність. Літофації є важливим інструментом у вивченні історії Землі, оскільки вони дають змогу реконструювати середовище осадонакопичення (наприклад, морське, річкове, пустельне) і процеси, що впливали на формування осадових порід.

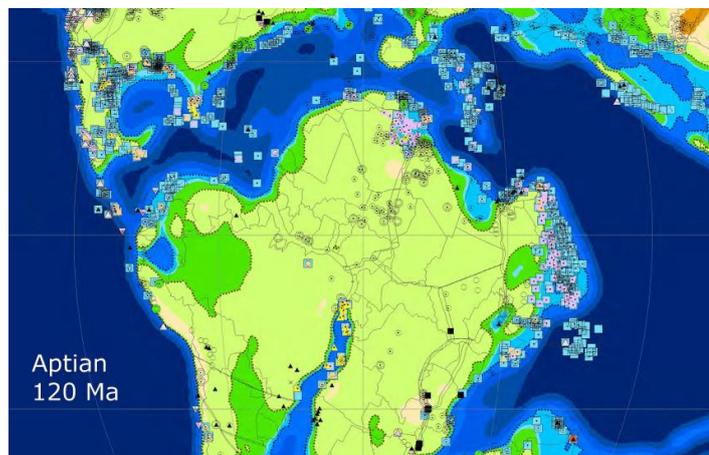


Рис. 2.1. Карта геологічних літофацій [186]

Наприклад, товста послідовність чистих вапняків може представляти теплі мілководні середовища, такі як Багамська платформа або величезне епіконтинентальне море. Великі набори масивних пісковиків, що перетинаються, колись, можливо, були роздуваними вітром пустельними дюнами. Террейн, що складається з андезиту та гранодіориту, міг бути континентальною дугою або гірським масивом Анд. Таблиця 2.1 підсумовує літофації та типи порід, які відповідають середовищам відкладень, які використовувалися для інтерпретації стародавньої топографії та батиметрії.

Геологи збирали літологічну інформацію та створювали літофації та палеокарти більше 20 років [195]. Наприкінці 1970-х і на початку 1980-х років проект «Палеогеографічний атлас» під керівництвом професора А. М. Зіглера на кафедрі геофізичних наук Чиказького університету склав базу даних із понад 125 000 літологічних і палеоекологічних записів для мезозою та кайнозою [222, 223, 224]. Ця база даних була доповнена додатковими літологічними та палеоекологічними записами для пермського та юрського періодів [157, 158]. Ці два набори даних у поєднанні з численними регіональними та глобальними палеогеографічними атласами були використані для побудови палеогеографічних карт, які з'являються в [181].

Літофації можуть бути використані для картографування палеогеографічних середовищ, лише де збереження гірських порід. Однак є багато випадків, коли гірські породи були розмиті, зруйновані тектонічними процесами, або вкриті більш молодими шарами. Для цих областей необхідно застосувати другий, більш інтерпретаційний підхід, щоб відновити палеогеографію. У цих випадках палеосередовище та палеогеографія повинні бути виведені з тектонічної історії регіону.

Таблиця 2.1.

Діапазони висот ландшафтів, показаних на палеогеографічних картах [186]

Код	Висота над рівнем моря	Форми рельєфу	Геологічні дані
9	10000 до 4000 м	Колізійні гори	Високо-Т, високо-Р метаморфізм
8	4000-2000 м	Гори Андського типу	Андезити/гранодіорити в континентальному середовищі
7	2000 до 1000 м	1. Острівні дугові вулкани	Андезити/гранодіорити в морському середовищі
		2. Плечі внутрішньоконтинентальних розломів	Суміжні фангломерати
6	1000 до 200 м	1. Рифтова долина	Базальти, озерні відклади в грабенах
		2. Деякі хребти переддуги	Тектонічні меланжі
5	200 м до рівня моря	1. Прибережні рівнини	Алювіальні комплекси
		2. Нижні річкові системи	Основні заплавні комплекси
		3. Максимум дельта-вершини	Болота і руслові піски
4	Рівень моря до -50 м	1. Внутрішні шельф	Неоднорідні морські відкладення
		2. Рифові шельфи	Карбонати багамського типу
		3. Дельта фронтів	Верхні мули та піски
3	-50 до -200 м	1. Зовнішній шельф	Дрібні відкладення, більшість біопродуктів
		2. Деякі епейричні басейни	Тонкодисперсні уламкові породи або карбонати
		3. Про-дельти	Форесетні мули та проксимальні турбідити
2	-200 до -4000 м	1. Материковий схил/підйом	Посадочні/контурні фракції
		2. Серединно-океанічні хребти	Вік океанічної кори менше 60 млн років
		3. Про-дельти (віяла)	Нижні глини та дистальні турбідити
1	-4000 до -6000 м	Дно океану	Пелагічні товщі на океанічній корі
0	-6000 до -12000 м	Океанські жолоби	Турбідити на пелагічних товщах

Тектонічна модель глобальних плит PaleoDEM забезпечила тектонічну основу, необхідну для цих висновків та інтерпретацій. Тектонічні реконструкції плит були використані для моделювання очікуваних змін у топографії та батиметрії, викликаних тектонічними рухами плит, такими як: розповсюдження морського дна, континентальний рифтинг, субдукція вздовж околиці Анд і зіткнення континентів, а також інші ізостатичні події, такі як гляціоізостазія [154]. Наприклад, щоб створити палеогеографічну карту для ранньої крейди, молоді тектонічні елементи, такі як нещодавні підняття, або виверження вулканів (наприклад, Середньоафриканський рифт), повинні бути видалені, або зменшені в розмірі, тоді як більш старі тектонічні елементи, такі як стародавні гірські хребти (наприклад, Аппалачі) повинні бути відновлені до колишнього рівня. Цей підхід подібний до технік, описаних [72, 216].

Таким же чином палеобатиметрія дна океану повинна бути відновлена в часі. Океанічна літосфера утворюється на серединно-океанічних хребтах, і коли океанське дно віддаляється від середньоокеанського хребта, воно охолоджується й опускається. Багато в чому відновити минулу батиметрію дна океану набагато легше, ніж оцінити висоту стародавніх гірських хребтів [164, 165, 166]. Це відбувається тому, що дно океану старіє, воно охолоджується, а коли охолоджується, тоне. Величина, на яку вона занурюється з часом, відповідає звичайному математичному правилу, яке стверджує, що величина теплового просідання обернено пропорційна квадратному кореню з віку океанічної кори [151]. Щоб відновити стародавнє океанське дно до його колишніх глибин, батиметрію океанського дна було «відновлено» за допомогою співвідношення глибина/вік, опублікованого [197].

Після того, як палеогеографія для кожного часового інтервалу була нанесена на карту, а поправки до топографії та батиметрії були належним чином відзначені, ця інформація була перетворена в цифрове представлення палеотопографії та палеобатиметрії (тобто PaleoDEM). Кожна PaleoDEM високої роздільної здатності складається з понад 6 мільйонів клітинок сітки, які

фіксують цифрову інформацію про висоту з роздільною здатністю 10 км на 10 км в площині та 40 м по вертикалі. Ця кількісна палеоцифрова модель рельєфу дозволяє нам візуалізувати й аналізувати зміну поверхні Землі з часом за допомогою програмного забезпечення ГІС та інших методів комп'ютерного моделювання.

Процес побудови PaleoDEM починається з наборів цифрових топографічних і батиметричних даних сучасного світу [194], Антарктиди [131] і Арктики [124]. Ці набори топографічних і батиметричних даних об'єднуються в глобальний набір даних із роздільною здатністю 6'. На наступному кроці окремі комірки сітки (широта, довгота) повертаються назад до їхнього палеоположення за допомогою глобальної тектонічної моделі плит проекту [181]. Отримана карта є реконструкцією сучасної батиметрії та топографії.

На наступних етапах обробки сучасні цифрові топографічні та батиметричні значення виправляються та модифікуються з використанням літофаційної та палеоекологічної інформації, описаної на початку розділу. Для цього використовуються сучасні аналоги стародавніх географій і прості техніки комп'ютерної графіки. На цьому кроці цифрова інформація про висоту перетворюється на значення «відтінка сірого», де білий колір (відтінки сірого = 255) позначає найвищі висоти (+10 000 м), а чорний (відтінки сірого = 0) позначає найглибші океанські жолоби (-10 000 м). Використовуючи 256 значень градацій сірого, можна нанести на карту топографію та батиметрію з роздільною здатністю 40 м по вертикалі.

Щоб цифрова модель збігалася з палеосередовищем, або сучасним аналогом потрібно збільшити або зменшити висоту пікселя, змінивши значення градацій сірого. Наприклад, сучасна топографія Східно-Африканського рифту була створена протягом останніх 30 млн років. Таким чином, на палеогеографічній карті Східної Африки пізнього еоцену (35 млн років) сучасний рельєф Східно-Африканського рифту повинен бути «стертий». Це було досягнуто шляхом цифрового редагування значень відтінків сірого в горах

і заміни їх значеннями відтінків сірого, які представляють низовини та рівнини. Навпаки, територія, яка колись була стародавньою рифтовою долиною, але була ерозійною площею, була відновлена, замінивши їх значеннями відтінків сірого, які представляють високогір'я. Найкращим способом здійснити ці зміни можна за допомогою використання сучасної топографії як аналога. Наприклад, детальний рельєф континентального рифту в прото-Південноатлантичному регіоні, показаний на рис. 2.2, був фактично відтворений з частин Східно-Африканського рифту.

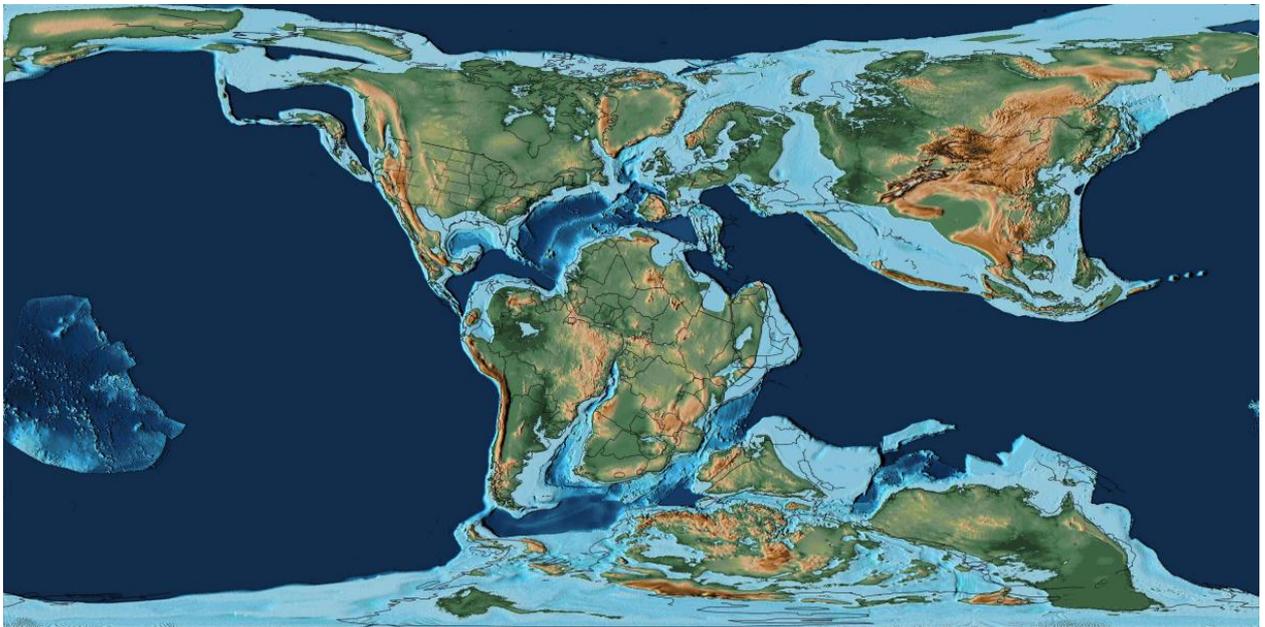


Рис. 2.2. Палеогеографічна карта ранньої Крейди (121,8 млн років) [186]

У будь-якому випадку відтворення стародавніх топографічних особливостей вимагає глибокого розуміння загальної тектонічної еволюції регіону, а також точного знання тектонічної історії кожного важливого географічного об'єкта. Треба вміти відповісти на такі запитання: «Коли вперше з'явився цей географічний об'єкт?», «Як довго він залишався важливим географічним об'єктом?», «Коли він був зруйнований?». Важливо також відзначити, що будь-які зміни, зроблені на одній карті, повинні узгоджуватися з попередньою картою, а також з наступними. Тобто тектонічні особливості не виникають і не зникають раптово. Насправді найкраща загальна стратегія під

час побудови палеотопографічних моделей полягає в тому, щоб почати з сучасної географії та систематично працювати назад у часі, створюючи карту за картою, скасовуючи останні тектонічні події та поступово відтворюючи стародавні тектонічні особливості.

Продовжуючи наше обговорення методології, яка використовується для створення PaleoDEM, коли версія палеовисоких відтінків у градаціях сірого буде завершена, значення відтінків сірого можна буде перетворити назад у цифрові значення висот. Отриманий цифровий файл рельєфу є «переглянутою» глобальною палеотопографічною та палеобатиметричною поверхнею, або PaleoDEM, яка представляє висоту поверхні суші та глибину океанських басейнів для певного геологічного інтервалу часу.

Останній крок процесу є найпростішим. Палеогеографічну карту тепер можна створити, надавши кожній клітинці сітки в палеоцифровій моделі висоти (PaleoDEM) унікальний колір на основі її глибини або висоти (рис. 2.2). Глибини океанів (океанічна кора) – темно-сині. Серединно-океанічні хребти – блакитний. Мілководні шельфи і затоплені частини материків (епейрні моря) – відтінки світло-блакитного. Прибережні регіони та континентальні райони поблизу рівня моря – темно-зелений; низинні внутрішньоматерикові ділянки – зелені. Плоскогір'я і передгір'я – світло-коричневі, а гірські райони – коричневі. Найвищі вершини в горах – заштриховані білим (рис. 2.3). Отримана палеогеографічна карта є «найкращим припущенням» або середньою палеогеографією для інтервалу часу.

З однієї PaleoDEM можна створити кілька палеогеографічних карт. Наприклад, трансгресивну або «висотну» палеогеографію можна візуалізувати шляхом цифрового «затоплення» рельєфу рис. 2.4. І навпаки, регресивну або «низьку» палеогеографію можна візуалізувати цифровим зниженням рівня моря рис. 2.4.

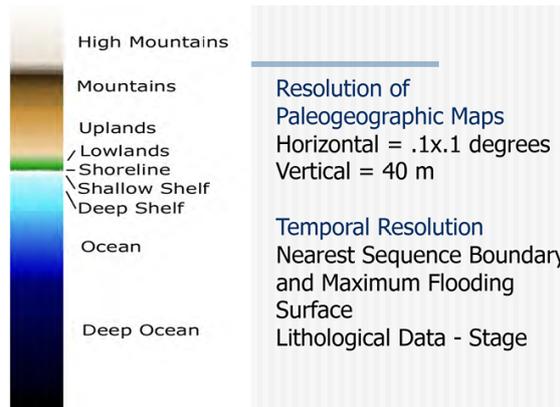


Рис. 2.3. Кольорові індекси для палеотопографії та палеобатиметрії [186].

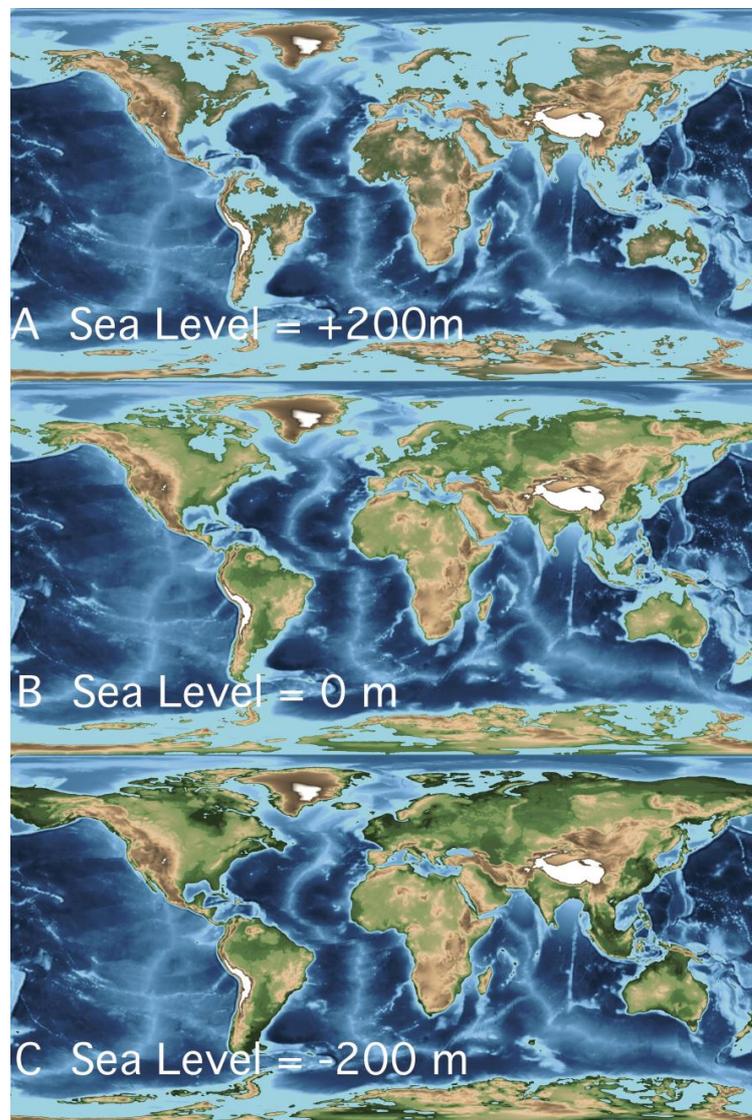


Рис. 2.4. Різні рівні затоплення ландшафту сучасної епохи. А – Сучасна епоха з підняттям рівня моря +200 м, В – Сучасна епоха з рівнем моря = 0 м, С – сучасна епоха з пониженням рівня моря -200 м [186].

Повний набір палеогеографій високого/нижнього рівня моря можна переглянути в супровідних палеогеографічних атласах. За результатами цього аналізу було виявлено, що найбільш широко використовувані оцінки рівня моря є або занадто високими [115, 116], або занадто низькими [139]. Якщо оцінки [116] рівня моря зменшуються на 30–40%, існує краща відповідність між прогнозованою площею континентального затоплення та геологічними даними щодо масштабу стародавніх мілководних морів.

2.2.2. Апроксимація цифрової моделі рельєфу поверхні літосфери параметризованими еліпсоїдами

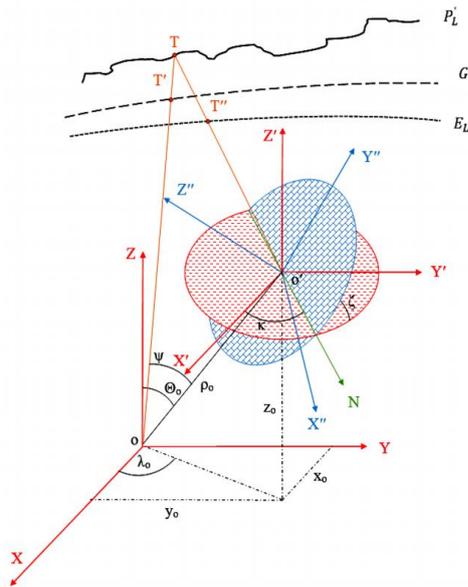
Щоб адекватно розуміти як відбуваються структуроутворювальні тектонічні процеси на Землі, визначати гравітаційне поле і обчислювати координати точок на земній поверхні, необхідно точно знати, як змінюється форма нашої планети і чи змінюється вона взагалі. На сучасному етапі розвитку науки та технологій для оцінки зміни фігури в просторово-часових координатах використовують такі засоби, як супутникові лазерні вимірювання, радіоінтерферометрія з наддовгою базою, дані ГНСС і низка інших методів. Однак геодинамічна і тектонічна активність Землі нерівномірна в просторі і часі. Ймовірна періодичність геодинамічних процесів в еволюції нашої планети. Часовий масштаб геодинамічних явищ (мільйони і мільярди років) міститься далеко за межами реалізованих геодезичними методами тривалості експериментів. Ми бачимо лише те, що Земля нам показує на нескінченно малому проміжку своєї геологічної еволюції, і практично позбавлені можливості відтворити ті процеси, які хочемо вивчити. З іншого боку, факти про внутрішню будову і еволюцію Землі, отримані різними методами геології та геофізики, укладаються у виключно складну картину динамічних явищ і тому, незважаючи на тривале вивчення геологічних процесів у верхніх оболонках Землі, природа геодинамічних сил дотепер залишається гіпотетичною. Проте ці факти можна спробувати пояснити на основі певних,

переважно гіпотетичних, припущень відповідно до фундаментальних законів фізики і механіки та математичного моделювання.

Для дослідження динаміки зміни фігури літосфери Землі використана ідея апроксимації її поверхні двовісним і тривісним еліпсоїдами з визначенням їх параметрів, а за даними палеорекострукцій материків і водної поверхні появляється також можливість відстеження вікових закономірностей трансформації фігури Землі. Це надає можливість інтерпретувати динаміку зміни фігури поверхні літосфери з позицій динамічних процесів, що впливають на напружений стан літосфери Землі.

Відповідно до постановки задачі насамперед необхідно визначити розміри і орієнтування такого еліпсоїда, який найбільш близько підходив би до фізичної поверхні планети в сучасну епоху. Вирішення цієї задачі розглянуто на прикладі апроксимації висот поверхні літосфери Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами в статті [54]. Оскільки в подальшому нам будуть необхідні деякі смислові позначки, які ілюструють апроксимацію поверхні літосфери двовісним і тривісним еліпсоїдами, то на рис. 2.5 покажемо ці позначення.

Отож, розглянемо рис. 2.5, де зображені: P_L' – фізична поверхня Землі; G – геоїд; E_L – еліпсоїд, параметри якого необхідно визначити; o – центр мас Землі; o' – центр шуканого еліпсоїда; oZ – напрям осі обертання Землі; $o'Z'$ – лінія паралельна осі oZ ; $o'Z''$ – напрямок малої осі еліпсоїда E_L ; κ, ζ – два з трьох кутів Ейлера; N – напрям лінії вузлів; $\theta, \lambda_0, \rho_0$ – кути та відстань, що визначають зміщення центру шуканого еліпсоїда від центру мас; x_0, y_0, z_0 – лінійні величини, що визначають зміщення шуканого еліпсоїда; T – точка на фізичній поверхні Землі; $oT = \rho'$; $o'o = \rho_0$; $oT = \rho$; $TT' = h$; $o'T' = r$; H – висота точки T над рівнем моря.



$$h = A \cos \theta + B \sin \theta \cos \lambda + C \sin \theta \sin \lambda + D \cos^2 \theta + K \sin 2\theta \cos \lambda + M \sin 2\theta \sin \lambda - \Delta a + H$$

$$\left. \begin{aligned} A &= -\rho_0 \cos \theta_0 \\ B &= -\rho_0 \sin \theta_0 \cos \lambda_0 \\ C &= -\rho_0 \sin \theta_0 \sin \lambda_0 \\ D &= -\alpha_0 + \alpha(1 + \Delta a) \\ K &= \alpha(1 + \Delta a) \zeta \sin \kappa \\ M &= -\alpha(1 + \Delta a) \zeta \cos \kappa \\ \Delta a &= a - a_0 \end{aligned} \right\} \mathbf{X} = -(\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L})$$

$$\left. \begin{aligned} \theta &= \arctg \left(\frac{\sqrt{B^2 + C^2}}{A} \right) \\ \lambda &= \arctg \left(\frac{C}{B} \right) \\ \rho_0 &= \sqrt{A^2 + B^2 + C^2} \\ \alpha &= \frac{D + \alpha_0}{1 + \Delta a} \\ \kappa &= -\arctg \left(\frac{K}{M} \right) \\ \zeta &= \frac{K}{\alpha + (1 + \Delta a) \sin \kappa} \\ a &= (1 + \Delta a) \end{aligned} \right\}$$

де \mathbf{X} – матриця стовбців шуканих величин $A, B, C, D, K, M, \Delta a$ розмірності $k \times 1$; \mathbf{A} – матриця коефіцієнтів при невідомих розмірністю $k \times n$; \mathbf{P} – вагова матриця розмірністю $n \times n$; \mathbf{L} – матриця-стовбець вільних членів розмірністю $n \times 1$, n – кількість точок на фізичній поверхні, k – кількість невідомих.

Рис. 2.5. Ілюстрація та алгоритм до апроксимації поверхні літосфери двовісним еліпсоїдом [54].

Що ж до апроксимації тривісним еліпсоїдом, то перейдемо до рис. 2.6, який ілюструє розв'язок цієї задачі. T_L – точка на фізичній поверхні Землі; T – точка на поверхні еліпсоїда, параметри якого необхідно визначити; X_T, Y_T, Z_T – координати точки T у вихідній системі координат; X'_T, Y'_T, Z'_T – координати в системі відліку шуканого еліпсоїда; x_0, y_0, z_0 – координати центру шуканого еліпсоїда відносно вихідної системи координат; a_x, a_y, a_z – півосі; $\varepsilon, \psi, \omega$ – три кути повороту.

Розмір і орієнтування двовісного і тривісного еліпсоїдів будемо визначати за умовою $\sum h^2 \rightarrow \min$. Ця умова передбачає, що сума квадратів віддалей між визначуваними еліпсоїдами і поверхнею літосфери є мінімальною.

У табл. 2.2 наведено значення параметрів двовісного еліпсоїда. Обчислення семи параметрів двовісного еліпсоїда виконувалось на основі даних цифрової моделі рельєфу поверхні Землі ETOPO1 [148]. Використана цифрова модель рельєфу покриває всю поверхню планети з розрізнявальною

здатністю 1'. Для вказаної моделі висоти були осереднені в межах трапецій $5^\circ \times 5^\circ$. У результаті чого отримано 2592 значень висот поверхні літосфери h , які слугували вхідними даними. Цю модель побудовано в системі координат WGS 84.

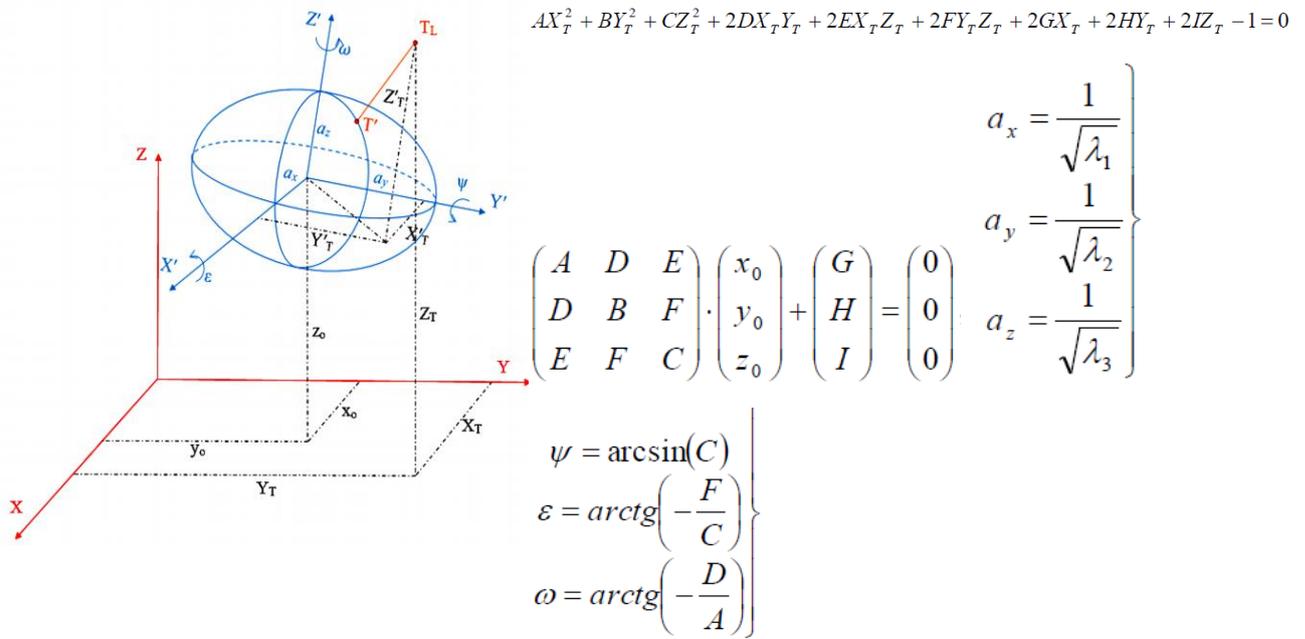


Рис. 2.6. Ілюстрація та алгоритм до апроксимації поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом [54].

Звернемо увагу на те, що полюси найменших вісей отриманих еліпсоїдів не збігаються з полюсом Землі, тобто екваторіальна площина фігури фізичної поверхні нахилена до екваторіальної площини геоїда і відповідний кут нахилу не перевищує $\sim 3^\circ$ або ~ 300 км вздовж дуги меридіана.

Таблиця 2.2.

Параметри двовісного еліпсоїда [54]

ЦМР ЕТОРО1	Вся сфера		Північна півкуля		Південна півкуля	
	2	3	4	5	6	7
$x_0, \text{м}$	-741,88	$\pm 86,04$	-1170,64	$\pm 1056,31$	-38,99	$\pm 13,19$
$y_0, \text{м}$	-491,57	$\pm 57,01$	-388,46	$\pm 350,52$	1,70	$\pm 0,57$
$z_0, \text{м}$	1421,79	$\pm 164,89$	1868,02	$\pm 1685,58$	7287,17	$\pm 2462,39$

продовження табл. 2.2

1	2	3	4	5	6	7
$a_{xy}, м$	6375117,00	$\pm 169,04$	6375114,91	$\pm 437,96$	6376300,87	$\pm 533,92$
$a_z, м$	6355640,08	$\pm 247,83$	6355772,53	$\pm 2294,90$	6362552,67	$\pm 2798,15$
$1/\alpha$	327,31	$\pm 6,32$	329,59	$\pm 33,20$	463,79	$\pm 80,16$
κ	133°,77	$\pm 0°,02$	159°,30	$\pm 0°,01$	110°,03	$\pm 0°,01$
ζ	2°,61	$\pm 0°,03$	2°,61	$\pm 0°,01$	2°,78	$\pm 0°,01$

Для задачі апроксимації поверхні літосфери тривісним еліпсоїдом використано також модель рельєфу поверхні Землі ETOPO1. У табл. 2.3 наведено значення параметрів тривісного еліпсоїда.

Таблиця 2.3.

Параметри тривісного еліпсоїда [54]

ЦМР ETOPO1	Вся сфера		Північна півкуля		Південна півкуля	
	2	3	4	5	6	7
$x_0, м$	1048,11	$\pm 68,12$	1919,35	$\pm 156,05$	885,22	$\pm 176,69$
$y_0, м$	695,10	$\pm 68,14$	640,98	$\pm 156,17$	-40,42	$\pm 176,69$
$z_0, м$	1109,69	$\pm 67,86$	935,39	$\pm 683,71$	7333,25	$\pm 774,86$
$a_x, м$	6374317,51	$\pm 6,80$	6373521,23	$\pm 60,81$	6375286,65	$\pm 69,17$
$a_y, м$	6375959,84	$\pm 6,82$	6376764,42	$\pm 61,10$	6377391,17	$\pm 69,45$
$a_z, м$	6355605,19	$\pm 6,52$	6355769,28	$\pm 58,38$	6362642,66	$\pm 67,27$
ε	1°,74	$\pm 5°,54$	2°,29	$\pm 12°,70$	-0°,76	$\pm 14°,38$
ψ	-1°,97	$\pm 4°,94$	1°,09	$\pm 11°,33$	-2°,59	$\pm 12°,79$
ω	-84°,83	$\pm 5°,53$	-77°,50	$\pm 6°,88$	49°,09	$\pm 7°,79$
$B_\omega, ^\circ$	-1,989		1,106		-2,611	
$L_\omega, ^\circ$	84,835		77,500		130,901	
$B_\sigma, ^\circ$	87,384		87,478		87,318	
$L_\sigma, ^\circ$	126,296		-38,102		147,260	

Структурна асиметрія північної і південної півкуль також явно відстежується (колонки 3 і 4 табл. 2.2, 2.3), а це означає, що існує видовження широтних кіл південної півкулі і укорочення довжин широтних кіл північної півкулі, тобто наявність розширення південної півкулі і, відповідно, стиснення

північної півкулі відносно центру фігури Землі. Зміщення центру мас відносно центру фігури також характерне для Землі. Усе це вказує на грушоподібну фігуру планети, яка під впливом повільних вимушених відносних зміщень ядра і мантії може перебувати в динамічно змінному стані.[54]

Якщо зіставити такі положення зовнішніх оболонок Землі то можна допустити виникнення напруженого стану через зміну положення вісі фігури літосфери відносно вісі обертання та зміни швидкості обертання.

2.2.3. Комп'ютерне моделювання параметрів фігури Землі та розміщення північного полюса за даними палеорекострукцій материкової і океанічної поверхні

У статті [56] виконані дослідження геоеволюційних змін фігури Землі на основі двох варіантів растрових карт палеорекострукції континентів та водної поверхні, які були створені Blakey R. [78] та Scotese C. [180]. Всі растрові зображення створювалися послідовно в певних кольорах, шляхом знаходження зв'язку між зображенням висот моделі ETOPO1 та растровими картами палеорекострукцій. Всі растрові зображення створювалися послідовно в певних кольорах, шляхом знаходження зв'язку між зображенням висот моделі ETOPO1 та растровими картами палеорекострукцій. Використовуючи алгоритм поліноміальної регресійної моделі для відображення цифрової моделі рельєфу поверхні (ЦМРП) літосфери Землі для геологічних епох на основі прив'язки сучасної топографії до відповідних карт із зображенням континентів та водної поверхні, були отримані цифрові набори даних глобальної топографії на минулі геологічні епохи [56]. В подальшому ці набори висот топографії використовувались для апроксимації двовісним і тривісним еліпсоїдами. Отримані результати цих досліджень є важливими в сенсі порівняння з параметрами двовісних та тривісних еліпсоїдів визначених з апроксимації висот палеоцифрової моделі рельєфу для різних минулих геологічних епох за наборами даних Scotese C. і Wright N. (PaleoDEM) [186].

На рис. 2.8 *а, б*, наведено графіки зміни малої та великої піввісей двовісного еліпсоїда. Синім кольором показано криву, яка відповідає апроксимації змодельованих значень для растрової палеорекострукції Blakey R. [78]. Червоним кольором показана крива, що відповідає змодельованим значенням Scotese C. [180]. Зелена – результати, отримані за вхідними даними (PaleoDEM) Scotese C. і Wright N. [186].

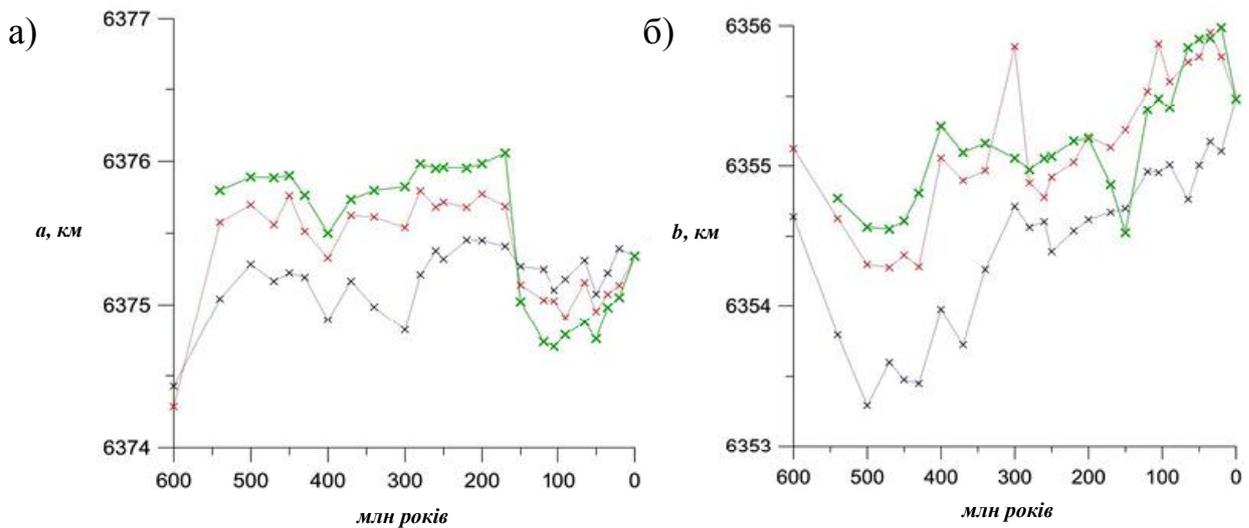
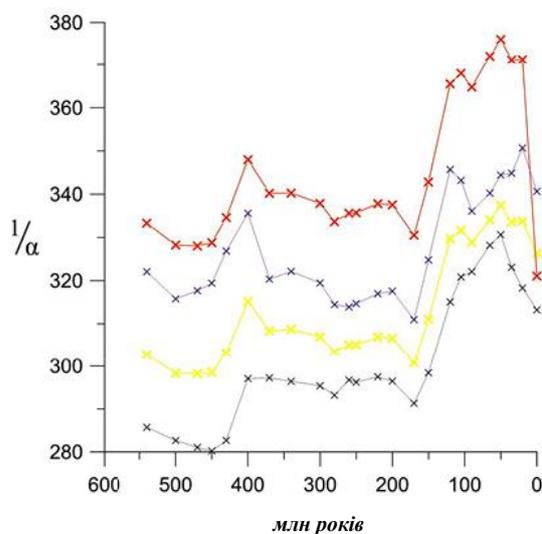


Рис. 2.7. Зміни параметрів двовісного еліпсоїда

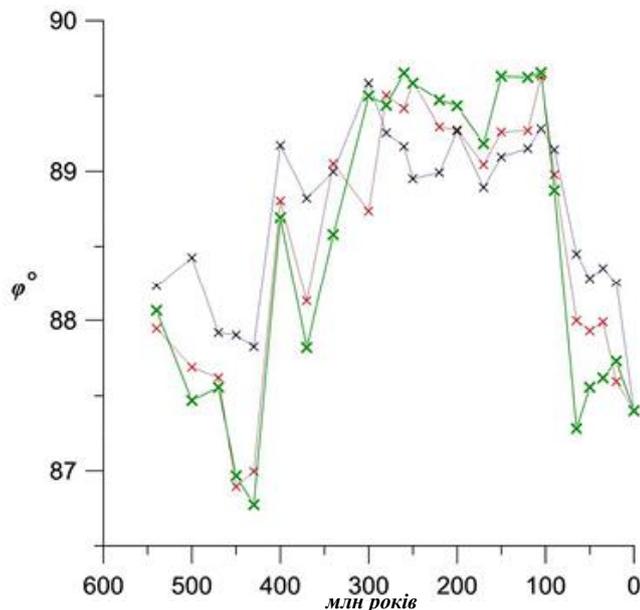
На рис. 2.8 наведено графіки зміни стиснення двовісного та тривісного еліпсоїдів в геологічному часі.



Червоним кольором відображено стиснення фігури двовісного еліпсоїда, чорним – стиснення тривісного еліпсоїда в площині піввісей a_X і a_Z : $\alpha = (a_X - a_Z)/a_X$, синім в площині піввісей a_Y і a_Z : $\alpha = (a_Y - a_Z)/a_Y$, жовтим – полярне стиснення $\alpha = (\sqrt{a_X a_Y} - a_Z)/\sqrt{a_X a_Y}$.

Рис. 2.8. Зміни стиснення впродовж геологічного часу

Цікавим для осмислення геологічних подій є рис. 2.9, на якому показані розміщення полюсу найменшої вісі фігури двовісного еліпсоїда залежно від широти. Як бачимо, тут немає відносного зміщення, очевидно тому що, кутові величини на відміну від розмірів вісей і стиснення є незалежними від масштабу моделей еліпсоїда. Відзначимо також те, що в положенні полюсу чітко простежуються два найбільші відхилення від вісі обертання, це в сучасний період і приблизно через 400 млн років тому, а в часовому інтервалі 100–300 млн років відхилення полюса фігури літосфери знаходилось в межах 1° від вісі обертання. На місце знаходження полюса малої вісі фігури впливає розміщення материків і океанів за даними палеорекострукцій Scotese C. [180], Blakey R. [78] та Scotese C. і Wright N. [186], які добре корелюють між собою, показуючи трендову закономірність. Отже, значне переміщення полюса фігури літосфери, якщо придати йому смислове геологічне значення, може вказувати на активізацію тектонічних процесів у ці періоди геологічного часу.

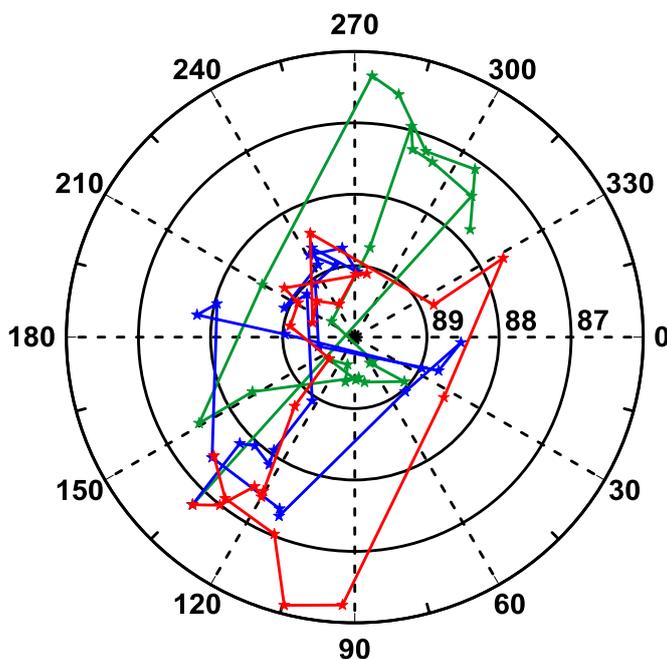


Червоний колір – за даними Scotese C. [180], синій колір – за даними Blakey R. [78], зелений – Scotese C. і Wright N. [186]

Рис. 2.9. Графіки зміни широти північного полюса малої осі двовісного еліпсоїда за результатами моделювання

Звернемо також увагу на зміну траєкторії місць розташування північного полюса фігури двовісного еліпсоїда, що апроксимує поверхню літосфери Землі

в різні періоди геологічної історії, яка зображена на рис. 2.10. Максимальне відхилення полюса малої піввісі серед отриманих еліпсоїдів від північного полюса Землі не перевищує $\sim 3^\circ$ (це значення отримане за даними моделювання за палеорекострукціями Scotese C. [180] і воно близьке до критичного), що підтверджує висловлене раніше припущення про переміщення літосферних плит, яке підпорядковується геодинамічному процесу направленому на відновлення симетричного їх розміщення та збереженню моменту імпульсу. В той же час, відзначимо, що траєкторії руху полюсу малої піввісі еліпсоїдів, визначених за різними наборами даних, є неподібними. Пояснити таку розбіжність доволі складно, можна висловити тільки припущення щодо чутливості довготної складової у параметричних рівняннях до, можливої, нестійкості розв'язків в залежності від різних наборів даних.

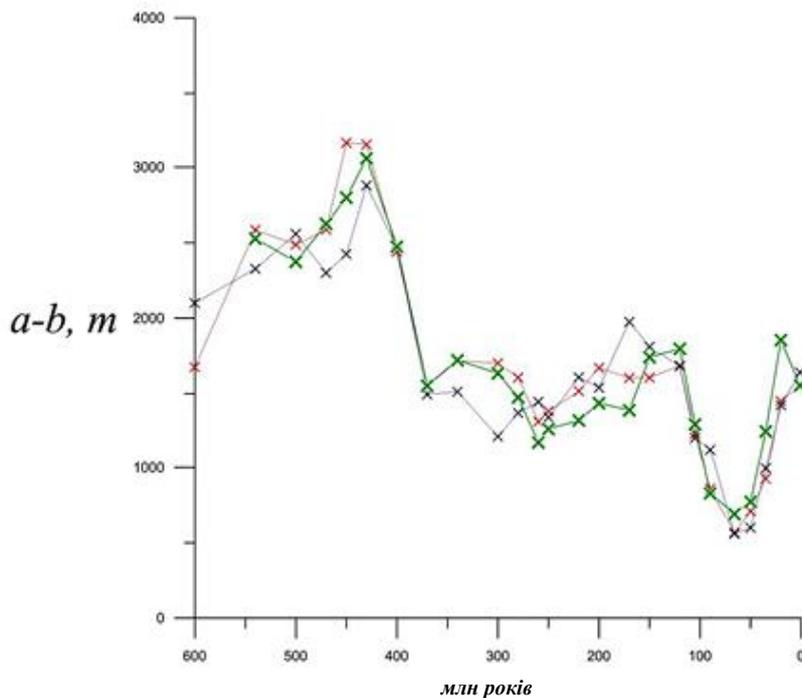


Червоний колір – за набором даних Scotese C. [180], синій – за набором даних Blakey R. [78], зелений – за набором даних Scotese C. і Wright N. [186]

Рис. 2.10. Траєкторія місця розташування північного полюса малої вісі двовісного еліпсоїда, апроксимуючого поверхню літосфери Землі в різні періоди протягом 600 млн років.

Цікавими виявилися також графіки зміни різниці великої і малої вісей тривісного еліпсоїда в площині екватора, які показані на рис. 2.11. Вони

показують чітку трансформацію двовісного еліпсоїда в тривісний, що відбувалась приблизно 400 млн років тому. В той період геологічного часу материкова і океанічна поверхня літосфери найкраще описувалась тривісним еліпсоїдом з різницею вісей в екваторіальній площині ~ 3200 м, а 50 млн років тому аналогічний показник сягав лише 500 м. В сучасний період цей показник становить 1500 м.



Червоний колір – за набором даних Scotese C. [180], синій – за набором даних Blakey R. [78], зелений – за набором даних Scotese C. і Wright N. [186]

Рис. 2.11. Графіки різниці великої і малої осей тривісного еліпсоїда в площині екватора за результатами моделювання [191].

Отже, зображення графіків на рис. 2.7, 2.9, 2.10, 2.11 демонструють результати комп'ютерного моделювання трансформації фігури літосфери Землі. Ці рисунки мають однакову структуру побудови, тобто на кожному з них показані три криві зміни параметрів фігури, кожна з яких відповідає результатам моделювання за геопалеорекострукціями на основі різних наборів даних. Як бачимо, зміни параметрів еліпсоїдів відображають подібні тенденції в геологічному часі, хоча є і деякі відмінності. Такий розподіл свідчить про достовірність отриманих результатів, оскільки для моделювання були застосовані різні вхідні дані.

Розбіжності в числових величинах, ймовірно, можна пояснити систематичною різницею інтенсивності кольорів піксельних зображень, які однаково ідентифікуються. З іншого боку, такий діапазон в різниці числових характеристик за трьома графіками нанесеними на кожному рисунку може впливати в певній мірі на інтерпретацію отриманих результатів, хоча найважливішим фактором є системна закономірність у їх зображеннях. Тому для нас важливо було відстежити ці закономірності, які вказують на тенденції зміни фігури літосфери в геологічному часі. Отож розглянемо детальніше кожен з поданих графіків.

На відміну від трендових змін кривих на рис. 2.9, де відстежується два мінімальних відхилення полюса вісі еліпсоїда від вісі обертання з інтервалом в часі приблизно в 400 млн років, на рис. 2.7, де показані графіки зміни великої вісі (а), малої вісі (б) та рис. 2.8 (стиснення) протягом 600 млн років, такі закономірності не спостерігаються. Конфігурація зміни параметрів в обох випадках для більшості епох є подібною і на цих рисунках можна виділити стрімкі зміни відповідних параметрів в період часу від 600 млн років до 500 млн років. Для зміни вісей та стиснення в період від 500 млн років до сьогодення характерна трендова закономірність з відхиленнями, а саме поступове збільшення малої і великої вісей у діапазоні приблизно 2700 м та стиснення двовісного еліпсоїда від $1/335$ до $1/290$. На рис. 2.11 показані графіки зміни вісей тривісного еліпсоїда у площині екватора. Відзначимо, що на цих графіках чітко відстежується тенденція на зменшення розміру вісей в процесі геологічної еволюції Землі від 500 млн років тому до нинішнього часу. Проміжок часу від 600 млн років до 500 млн років, аналогічно як і для параметрів двовісного еліпсоїда, характеризується значними змінами відповідних параметрів. Отже, за результатами моделювання фігури Землі можна зробити висновок, що в період 430–450 млн років тому поверхню літосфери найкраще апроксимувала фігура тривісного еліпсоїда, а в період 50 млн років тому Земля була близька до форми сфероїда, оскільки різниця

екваторіальних піввісей була мінімальною (~500 м). Перебудова топології еліпсоїдів безумовно пов'язана з інтенсивними тектонічними проявами в еволюції поверхні Землі в ті геологічні епохи.

2.3. Геодинамічна інтерпретація процесу еволюційного розвитку фігури літосфери Землі

На сьогодні найбільшу перевагу серед тектонічних гіпотез віддають теорії тектоніки плит. У рамках тектоніки плит поверхня Землі представлена жорсткими плитами, які розділені вздовж дискретних граничних розломів [145, 187].

Концептуально найбільше відповідає за зміни форм рельєфу Землі – тектоніка плит. За останні 50 років було розроблено безліч динамічних моделей для оцінки сил, що діють на тектонічні плити. Але не зважаючи на широке поширення теорії тектоніки плит, дотепер не запропоновано прийняттого однозначно обґрунтованого механізму, що викликає їх переміщення [207].

В статті [91] автори ставлять принципове питання: що керує переміщенням плит – мантія Землі, чи плити керують мантійним потоком? А відтак чи змінюється динамічний баланс між плитами та мантією під час довготривалих тектонічних реорганізацій і на яких просторових довжинах хвиль відбуваються ці процеси? Моделі глобальної мантійної конвекції з плитоподібною поведінкою дозволили авторам дослідити джерела латеральних рухів на поверхні Землі в рамках концепції, в якій мантія і літосфера становлять єдину самоорганізовану систему.

Результати моделювання, чи не вперше, виконані в роботі [104] вказують на переважання сили тяги плити над опором мантії в основі плит. Виходячи з цих результатів, вони висловили припущення, що тектонічні плити керують потоком мантії. Породи мантії разом з океанічною і континентальною корою належать до єдиної конвективної системи, в якій літосфера є тепловим прикордонним шаром. Оскільки вважається [17], що джерело руху плит може

знаходиться в них самих, то варіації товщини корового шару у сукупності із густинними неоднорідностями зумовлюють виникнення сил, що прагнуть згладжувати ці неоднорідності та динамічно приводять літосферу в більш однорідний стан з меншим значенням потенційної енергії. До цих сил належать так звані сили сповзання з хребта, що визначаються термальною неоднорідністю під серединними хребтами, сили гравітаційного розтікання потовщеної кори гірських поясів, сили розтікання, що діють на маси в областях термальних аномалій, зтягування плити в жолоб та ін. Деякі методики кількісної оцінки величини такого роду сил були запропоновані в роботах [3, 104, 106]. Однак, автори вказаних досліджень звертали увагу на низку труднощів на шляху до моделювання цих процесів, тому узагальнено отримані результати можуть розглядатись як оціночні.

Альтернативним варіантом механізму рухів літосферних плит є наявність конвективних течій [49, 75, 187, 199, 200], які можуть виникати через термальну неоднорідність, але механічна ймовірність існування таких потоків залишається не гарантованою. Наприклад, за даними сейсмічної томографії для стабільно існуючих ізометричних суперплюмів, характерна відсутність висхідного потоку конвекції в зонах спредінгу і таке явище не знаходить свого пояснення в рамках запропонованих моделей теплової конвекції. Рухи плит можуть бути невиявленими або можуть викликати руйнівні події, такі як землетруси чи вулкани. З часом поєднання цих зсувів змінює форму поверхні Землі, змінюючи існуючі форми рельєфу та створюючи абсолютно нові. З усього сказаного зрозуміло, що на даний час ми не можемо повноцінно відкидати справедливість інших теорій тектоногенезу. Але це станеться лише тоді, коли буде накопичено більше фактичних даних про нашу планету.

В науках про Землю загальноприйнятою вважається думка, що джерелом сил та енергії, необхідних для утворення таких явищ, як тектонічні активізації Землі, світові трансгресії та регресії та навіть генерація магнітного поля може виступати обертання Землі, а саме – варіації її ротаційного режиму (зміни

кутової швидкості і переміщення вісі обертання), які є результатом геоеволюційних процесів. Так, Довбніч в [11] прийшов до висновку, що основний внесок в поле ротаційних напружень надають не варіації швидкості обертання, а зміни положення вісі обертання в тілі Землі. За результатами чисельного моделювання напружено-деформованого стану Землі, внаслідок обертання планети, він оцінив, що максимальні напруження в тектоносфері, обумовлені зміною положення вісі обертання, досягають значень порядку 10^7 Па, а напруження, обумовлені варіаціями кутової швидкості, характеризуються значеннями порядку 10^5 Па, тобто на два порядки менші. Отже виконані розрахунки дають змогу стверджувати, що ротаційний режим Землі вносить помітний внесок у напружений стан. Зміна положення вісі обертання має призводити до суттєвої перебудови напруженого стану Землі і, як наслідок, накладати відбиток на тектонічні процеси.

В статтях [43, 44, 56, 57, 204] розглядається роль тангенціальних масових сил (ТМС) у виникненні латеральних рухів літосферних плит. Значення ТМС розраховувались на основі даних про різниці параметрів двох глобальних еліпсоїдів обертання. Зокрема, в статті Ребецького [43] показано, що коефіцієнт динамічного стиснення Землі, який становить $1/305,5$, добре відповідає середньому полярному стисненню двох еліпсоїдів обертання, що наближено описують форму фізичної поверхні Землі окремо для її континентальної та океанічної частини. Таким чином, фізичну поверхню Землі найкраще описує еліпсоїд, що має менше полярне стиснення, ніж референц-еліпсоїд ($1/298,25$), який наближено задає форму геоїда. Кути відхилення вектора сили тяжіння від нормалі до фізичної поверхні Землі, розраховані за даними цих еліпсоїдів, мали досить малі значення (максимальне значення $16,4''$ на широті 45°), що визначає мінімальні значення ТМС ($2,15 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на широті 45°). Ці малі тангенціальні сили здатні згенерувати у підшві континентальної літосфери (глибини 120–150 км) тангенціальні напруження величиною в $3 \cdot 10^5$ Па. Такі напруження, можуть, продукувати в астеносфері горизонтальну текучість, що забезпечує

швидкість руху літосферних плит до 100 мм в рік. Виконані оцінки дозволяють розглядати ТМС як можливе джерело руху літосферних плит.

ТМС генеруються також в результаті відхилення малої вісі еліпсоїда (приблизно на 3°), що описує поверхню літосфери, від вісі обертання Землі і вони у 2–3 рази більші у порівнянні з вище наведеними силами [54, 56, 57]. Топологічна негомтетичність розміщення фігури літосфери і фігури геоїда може створювати тектонічні напруження, які направлені на приведення розподілу мас літосфери у відповідність з фігурою геоїда (за механізмом дії гравітаційних сил і принципу мінімуму потенціальної енергії), а через розрядку напружень виникає механізм наближення полярної вісі узагальнюючої фігури літосфери до вісі обертання (полярної вісі інерції) [204].

Проаналізуємо тепер, яким чином відхилення малої піввісі фігури фізичної поверхні планети від вісі обертання можуть впливати на напружено-деформований стан літосфери і відповідно активізувати тектонічні процеси на Землі.

На рис. 2.12 показано карту з нанесеними ізолініями висот, які визначають відстані між поверхнями еліпсоїдів, що узагальнено представляють поверхню літосфери Землі і геоїд. На цій карті у вигляді широких дугоподібних смуг відображені названі нами умовно «тектонічний вододіл» і «тектонічний тальвег», які характеризують відповідно найбільші підняття і опускання еліпсоїда, що апроксимує поверхню літосфери відносно поверхні загальноземного еліпсоїда, що відображає геоїд. На цьому рисунку можна також виявити чітку закономірність у розміщенні двох підвищень і понижень одного еліпсоїда над іншим. Відповідно до такого розміщення еліпсоїдів, формується розподіл напрямків векторів тангенціальних сил, під дією яких відбувається перетікання літосферних мас з підняття у напрямку пониження [209].

Зауважимо, що смуги «тектонічного вододілу» і «тектонічного тальвегу» майже географічно точно охоплюють границі тектонічних плит (за винятком

Південно-Американської і Тихоокеанської плити). Таким чином, ці дві смуги, які виділяють своєрідний структурний планетарний «вододіл» і «тальвег» на земній кулі, охоплюють практично всі границі основних літосферних плит. Тому поверхню літосфери можна розглядати як деформаційний еліпсоїд, на якому чітко відстежуються глобальні зони відколювання, що збігаються з діагонально розміщеними полосами планетарного «вододілу» і «тальвегу».

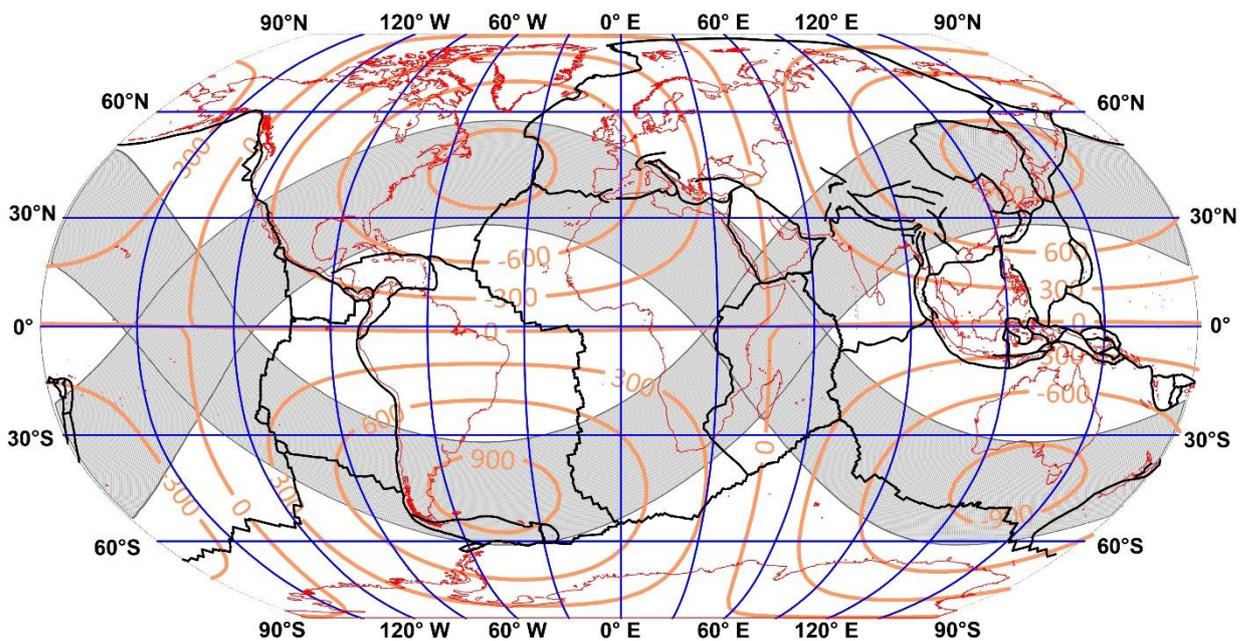


Рис. 2.12. Карта відстаней між еліпсоїдами. Висоти подано в метрах. Крива смуга на рисунку відповідає «тектонічному вододілу»[192]. Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [77].

Відзначимо, що ще раніше Л. М. Расцветаєв [42] виокремив дві великі диз'юнктивні системи планетарного рангу – глобальні зони відколів («Критичні діагоналі»), що, на його думку, виконують важливу структуроутворюючу функцію в будові земної літосфери (див. рис. 2.13). Ці два планетарні пояси диз'юнктивних деформацій земної кори, орієнтовані діагонально до широтно-меридіональної мережі складчастих і рифових поясів нижніх та середніх широт. Вони перетинаються на екваторі в районі Індонезійського і Південно-Американського гравітаційних мінімумів (у точках виходу на поверхню малої

екваторіальної вісі тривісного еліпсоїда) і трактуються як прояв у структурі земної кори двох пов'язаних зон глобальних відколів, що сформувались під впливом максимальних тангенціальних напружень уздовж «кругових перетинів» тривісним еліпсоїдом поверхні Землі.

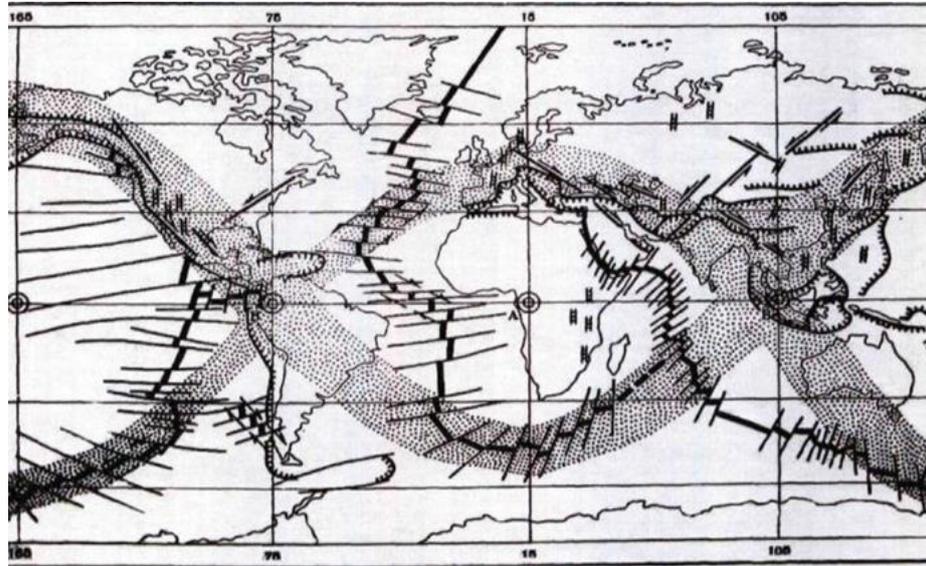


Рис. 2.13. Зони глобальних відколів на поверхні геоїда (показані крапом) зіставленні з пізньоальпійськими глобальними диз'юнктивними системами [42].

Ця виявлена закономірність наводить на думку про визначальну роль взаємного розташування двох еліпсоїдів, що апроксимують літосферу Землі і геоїд, та ротаційно-гравітаційних сил в структуроутворюючих процесах формування границь літосферних плит.

Тепер розглянемо більш детально ТМС, що генеруються в літосфері внаслідок переорієнтації полюса фігури Землі. Для опису цих сил використаємо підхід наведений в роботі [57]. Наявність відхилення прямовисної лінії від нормалі до поверхні твердої Землі визначає появу ТМС, що діють у верхній оболонці Землі:

$$F_{\varphi} = \frac{Bg}{R} \sin 2\varphi_0 - \frac{Cg}{R} \sin 2\varphi_0 \sin^2 \lambda_0 + \frac{2Dg}{R} \cos 2\varphi_0 \sin \lambda_0, \quad (2.1)$$

$$F_{\lambda} = \frac{Cg}{R} \cos^2 \varphi_0 \sin 2\lambda_0 + \frac{Dg}{R} \sin 2\varphi_0 \cos \lambda_0, \quad (2.2)$$

де φ_0 – широта, λ_0 – довгота, R – середній радіус планети, g – прискорення сили тяжіння A, B, C, D – коефіцієнти [57].

На рис. 2.14 подано картосхему тангенціальних масових сил.

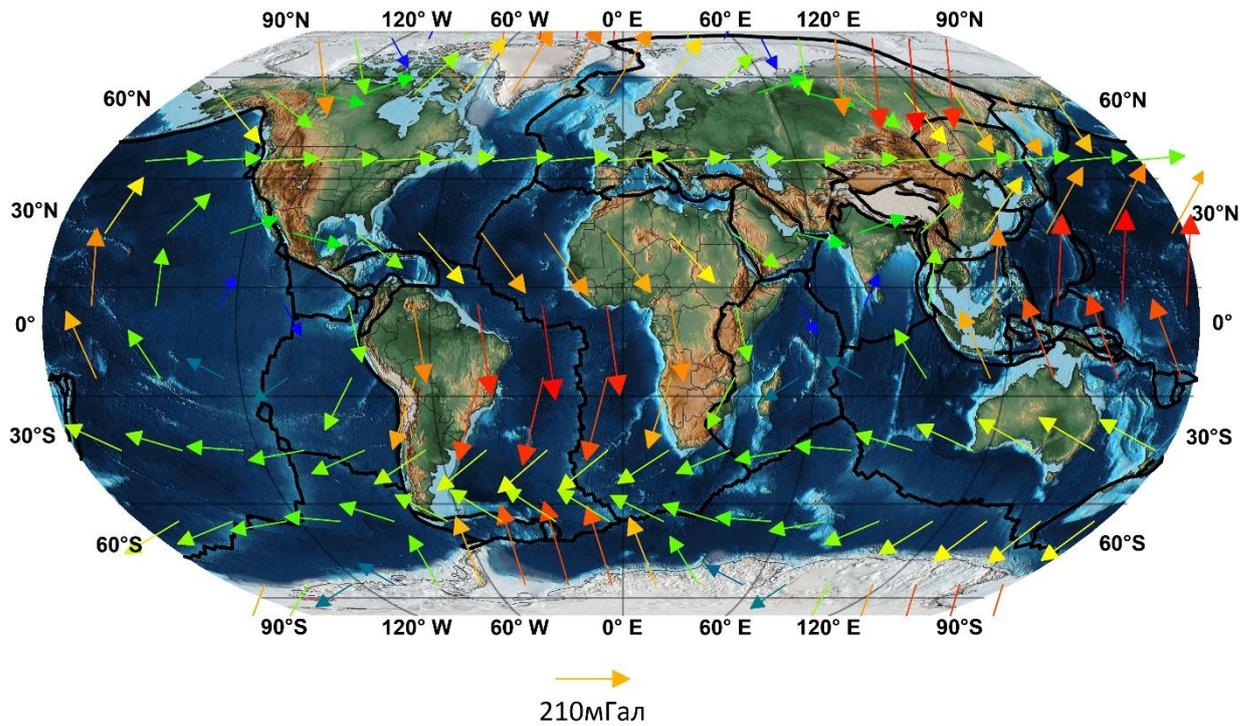


Рис. 2.14. Картосхема ТМС. Червоним кольором зображено сучасне розташування материків, чорним – межі тектонічних плит [77].

Якщо скласти тангенціальні масові сили F_{φ} та F_{λ} , то отримаємо загальнодіючу силу F_S :

$$F_S = \sqrt{F_{\varphi}^2 + F_{\lambda}^2} \quad (2.3)$$

З рисунку видно, що розподіл поля векторів ТМС, узгоджується з контурами материків, тобто стрілки векторів чітко вказують на напрямки руху тектонічних плит і переміщення материків та формування океанічної поверхні в процесі еволюції Землі. Епіцентр вихрового закручування ТМС збігається з точкою на екваторі, де практично стикаються нульові ізолінії, що

розмежують підняття і пониження в розподілі висот (відстаней) між поверхнями двох еліпсоїдів. Отже, внаслідок зміни орієнтації еліпсоїда, що описує літосферу, відбувається формування оновленого поля потенційних горизонтальних сил, які відповідно до збереження моменту імпульсу переміщують літосферні маси і генерують напруження та деформації в літосферній оболонці. У міру підняття деякого об'єму речовини (наприклад, підняття плюму) впродовж регіонального розширення значної території відбувається зміна орієнтації фігури літосфери Землі, що призводить до генерації горизонтальних сил, спрямованих на вирівнювання симетрії щодо вісі обертання. Тому, з обертанням Землі та динамікою переорієнтації зовнішньої поверхні літосфери, очевидно, пов'язані характерні тектонічні структури планетарного масштабу. Якщо ж подивитися з іншої точки зору на значущість цих сил, то можна прийти до висновку, що максимальні вихрові тангенціальні сили співпадають з зонами планети, де відбуваються глибокофокусні потужні землетруси, і загалом тектонічна активність є найвищою.

Наближену оцінку напружень і швидкостей деформацій, до яких приводять отримані ТМС можна визначити із розв'язку рівняння механічної рівноваги з об'ємними силами, що відповідають силі ваги. Розглянемо згідно з [3, 28] математичне формулювання задачі. Якщо задана аномальна густина як функція точок об'ємного середовища, то деформації і напруження можна визначити із рівняння:

$$\Delta p + \mu \Delta v + \delta g = 0, \quad (2.4)$$

де p – тиск, μ – коефіцієнт в'язкості, Δv – вектор швидкості переміщення, g – середнє прискорення вільного падіння.

Співвідношення (2.4) має назву рівняння Нав'є-Стокса і у разі нехтування інерціальними силами описує повільний сталий рух в'язкої нестискуваної рідини.

Розрахунок напружено-деформованого стану в самій літосфері вимагає розв'язку рівняння Нав'є-Стокса для сферичної оболонки. Проте, оскільки реологічні властивості внутрішньої будови літосфери не достатньо добре вивчені і розв'язок зазначеної задачі в строгій постановці є доволі складним, то доцільно обмежитися визначенням наближеної оцінки характеристик напружено-деформованого стану. Повний розв'язок задачі визначається дією внутрішніх сил, пов'язаних з неоднорідностями густини в літосфері. Будемо вважати, що сферичністю Землі можна знехтувати і розв'язувати задачу про деформацію напівпростору, обмеженого площиною S (вісь z направлена всередину), на поверхні якої відомі значення F_S . У такій постановці задачі швидкості деформації $\varepsilon_{\varphi\lambda}$ та нормальне напруження σ_z можна наближено обчислити за формулами з точністю до порядку величин:

$$\varepsilon_{\varphi\lambda} \cong \frac{g}{4\pi f \mu} \cdot F_S, \quad (2.5)$$

$$\sigma_z \cong \frac{g}{2\pi f} \cdot F_S, \quad (2.6)$$

де f – гравітаційна стала, F_S – тангенціальна масова сила.

Наведені співвідношення дозволяють (при в'язкості 10^{19} Па·с, і товщі астеносферного шару 200 км) переобчислити отримані ТМС у швидкості деформації (1 мГал відповідає 0,16 мм/рік) і нормальне напруження (1 мГал відповідає $2,5 \cdot 10^5$ Па). Враховуючи максимальне значення ТМС, яке згідно рис. 2.13 становить 210 мГал відповідно отримаємо швидкості переміщення континентів ~ 40 мм/рік і напруження $\sim 5 \cdot 10^7$ Па. Отже, спрощена постановка задачі визначення з точністю до порядку величин кількісних характеристик поля деформацій земної поверхні підверджує помітний вплив ТМС на тектонічні процеси, що дозволить удосконалити сучасні уявлення про механізми переміщення літосферних плит.

ТМС мають різну спрямованість та інтенсивність. Тому доцільно провести також кластерний аналіз і виявити певні закономірності розподілу цих

параметрів. На рис. 2.15 і рис. 2.16 показані результати кластерного моделювання. Кольорові кола показують, до якого з кластерів відносяться ТМС відповідно за азимутальним напрямком та за інтенсивністю.

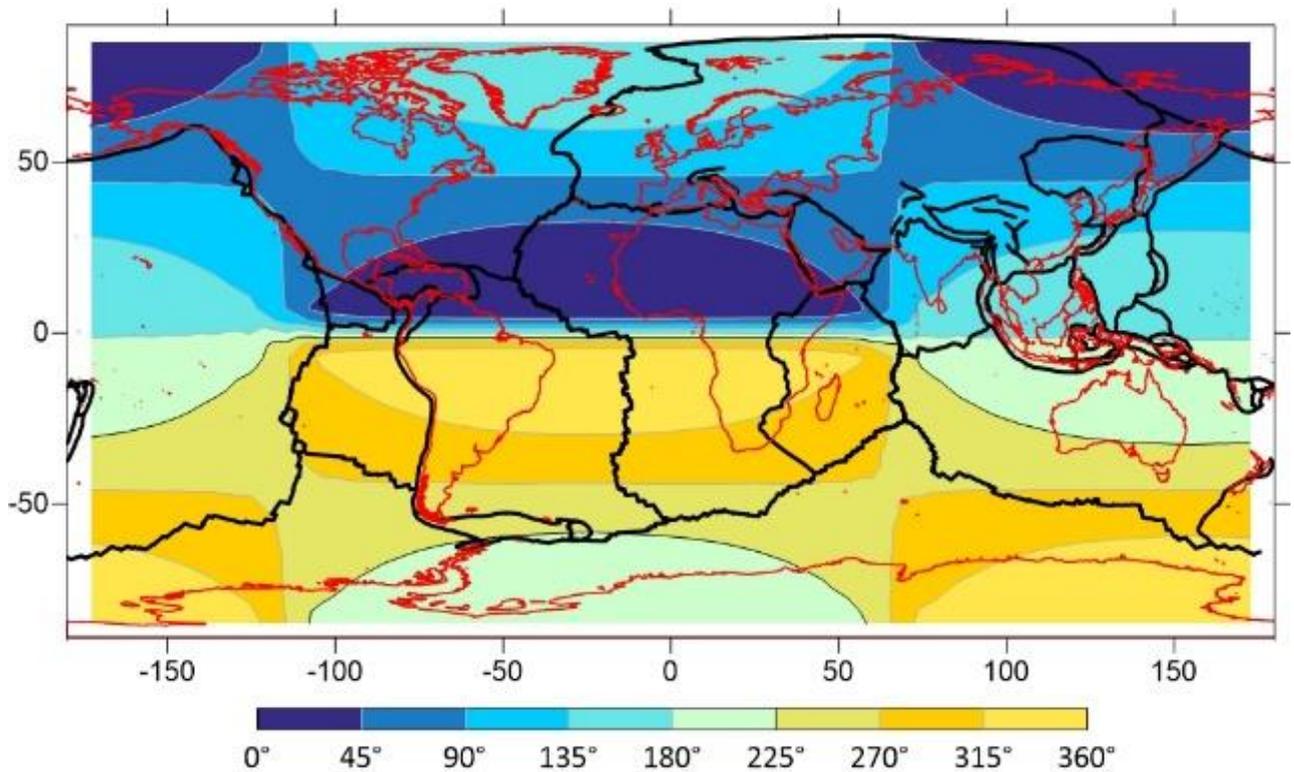


Рис. 2.15. Картохема кластерного аналізу ТМС за азимутальним напрямком.

Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [77].

На рис. 2.16 зображений розподіл за п'ятьма кластерами, які програма формує довільно. Їхні границі можна переглянути також в табл. 2.4. На цьому рисунку можна помітити, що є чотири мінімуми і чотири максимуми. По два в районах полюсів та по два приблизно на екваторі. При такому поділі на кластери, у площинному відношенні, візуально максимуми перевищують мінімуми принаймні вдвічі.

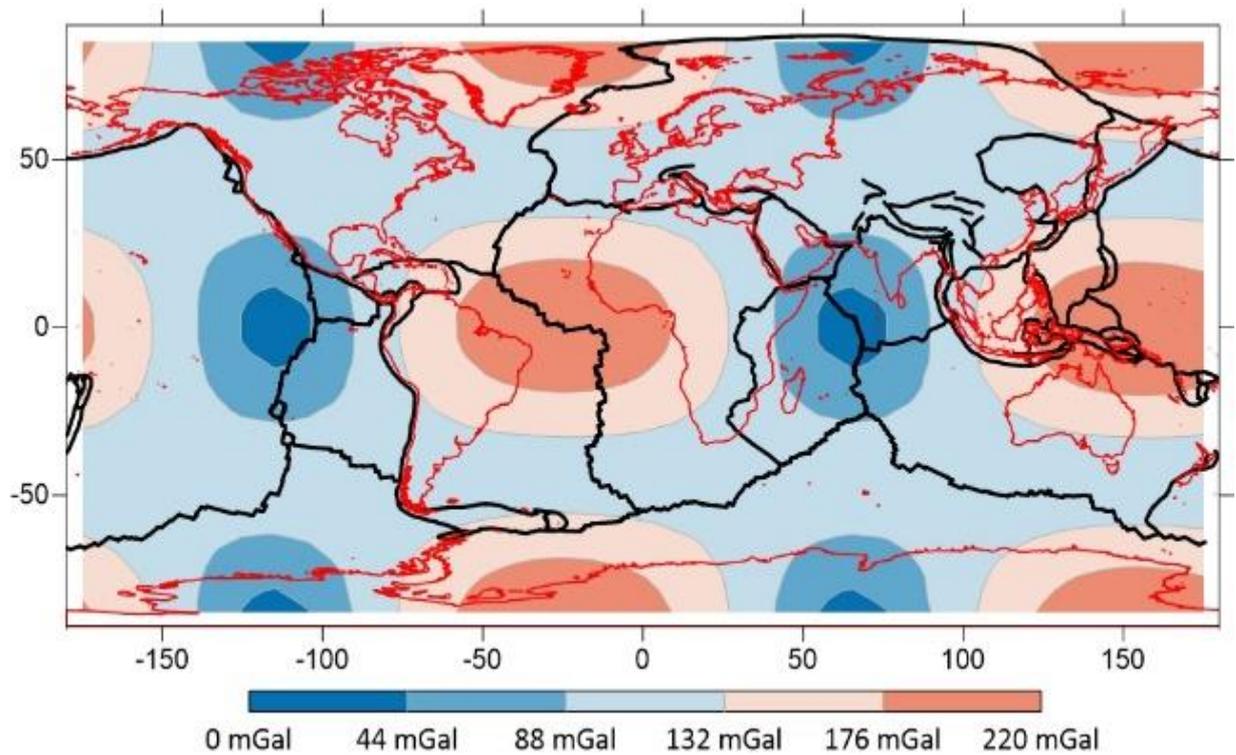


Рис. 2.16. Картохема кластерного аналізу ТМС за інтенсивністю.

Таблиця 2.4.

Статистика кластерного аналізу за азимутальним напрямком ТМС

Кластер		%	Кількість вузлів
min, °	max, °		
0	45	13.3	86
45	90	15.4	100
90	135	8.2	53
135	180	13.1	85
180	225	13.3	86
225	270	15.4	100
270	315	8.2	53
315	360	13.1	85

Наступні дослідження характеризують зіставлення напрямків векторного поля ТМС з напрямками переміщення перманентних ГНСС станцій і напрямками переміщення модельних швидкостей материків з Глобальної карти швидкості деформацій (GSRM – Global Strain Rate Map Project) [127]. GSRM –

це цифрова модель тензорного поля глобального градієнта швидкості, пов'язаного з представленням сучасних рухів земної кори. Вона розроблена на основі геодезичних, сейсмічних та геологічних даних. Загалом використано 5170 горизонтальних швидкостей. Вектори цих швидкостей отримані за допомогою ГНСС спостережень (при цьому були використані 86 опублікованих джерел). Також для побудови GSRM моделі були залучені сейсмічні дані – це неглибокі землетруси (до 40 км), які відбулись між 1 січня 1976 року та 31 грудня 2003 року (включно). Відповідна інформація була взята з Гарвардського каталогу тензорів центроїдних моментів. Геологічними даними служили швидкості ковзання четвертинних розломів для Центральної Азії, які конвертувались у швидкості деформації. Всі посилання на вхідні дані можна знайти на офіційному сайті проекту [127, 128]. Загалом було використано 3024 ГНСС-станції з бази даних [189]. Швидкості переміщення визначались за методикою, представленою у роботі [81]. Для цього були використані добові розв'язки за період щонайменше у 2,5 роки. Швидкості переміщення станції включали амплітудні та векторні дані та їх невизначеності (у мм/рік). Оскільки аналіз часових рядів виконувався окремо для кожного компонента (N,E,U), то передбачалось, що швидкості є некорельованими. Невизначеності швидкості обчислювались відповідно із алгоритмом, запропонованим [220] для врахування шуму ГНСС-вимірів. Щотижня створювались нові швидкості з використанням комбінованого середньозваженого часового ряду. Посилання на вхідні дані можна знайти на офіційному сайті проекту [189].

Для наглядного представлення результатів порівняння різних векторних полів були використані аргументи функції косинусів для відповідних точок із різниць азимутальних напрямків векторів переміщення (A_{GNSS}), (A_{GSRM}) та змодельованих ТМС (A_{TMF}), тобто

$$r_{(A_{GNSS}, A_{TMF})} = \cos(A_{GNSS} - A_{TMF}), \quad (2.7)$$

$$r_{(A_{GSRM}, A_{TMF})} = \cos(A_{GSRM} - A_{TMF}), \quad (2.8)$$

де A_{GNSS} , A_{GSRM} , A_{TMF} – азимути векторів переміщення ГНСС станцій, векторів переміщення GSRM та ТМС відповідно. r – порівняльний показник у відсотках.

Подаючи можливі значення функції (від -1 до $+1$) у відсотках, ми побудували діаграму зображену на рис. 2.17.

Двома стрілками умовно показані вектори переміщення – синьою ГНСС або GSRM, а червоною вектор ТМС. За межі діаграми винесені значення співпадіння у відсотках. У радіальних напрямках виписані відповідні значення функції косинусів. В цьому випадку співпадіння дуже низьке і знаходиться в кластері 0–25%. Саме цей кластер відокремлений на рисунку. Також зазначимо, що дискретні дані для ГНСС-станцій були вибрані на нерегулярній сітці, а для GSRM – на регулярній сітці з кроком $1^\circ \times 1^\circ$ [208].

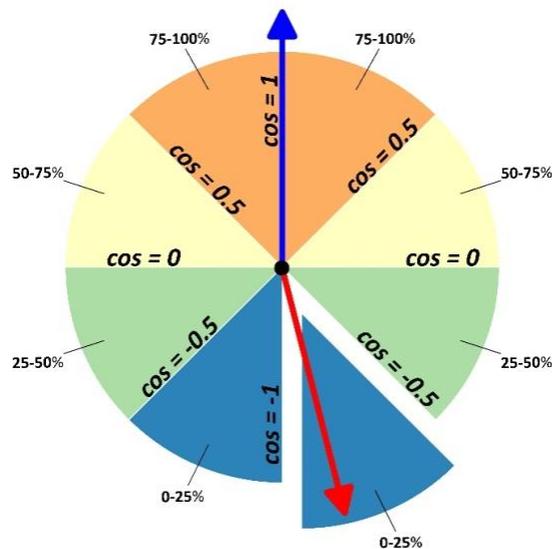


Рис. 2.17. Схема кластерів для аналізу напрямків руху тектонічних плит

Для азимутального поділу було створено 8 кластерів з кутовим діапазоном в 45° . Очевидно, що такий кластерний поділ на рис. 2.15 майже рівномірно покриває всю поверхню. Візуально відстежується приблизно однакове за площею заповнення поверхні планети. Логічним є припущення, що у рівновеликій проекції ці кластери не можуть мати однакову площу, адже

тангенціальні сили різні за інтенсивністю. Відповідна статистика щодо кількості вузлів за азимутальним напрямком ТМС, які попадають в кластер, наведена у табл. 2.4. У відсотковому відношенні кількість вузлів коливається від 8,2% до 15,4%. З рис. 2.15 також можна зауважити, що межі кластерних зон потрапляють на смуги «вододілу і тальвегу», що може бути одним із факторів появи глобальних розломних структур плитової тектоніки.

Таблиця 2.5.

Статистика кластерного аналізу за інтенсивністю тангенціальних масових сил

Кластер		%	Кількість вузлів
min, мГал	max, мГал		
0	57.6	4.9	32
57.6	96.2	13.6	88
96.2	134.8	47.8	310
134.8	173.4	18.8	122
173.4	212.1	14.8	96

З точки зору кількості вузлів це співвідношення складає від 4,9% до 14,8% від загальної кількості. Найбільше вузлів за інтенсивністю знаходяться у «середньому» кластері – 47,8%. Саме цей кластер потрапляє на «тектонічний вододіл і тальвег», що ілюструє стале напруження в цих областях через переорієнтацію фігури [63].

Як бачимо з рис. 2.18, найбільш подібні вектори ГНСС та ТМС відстежуються на території Євразії, Південної Америки та Африки. З точки зору глобальної тектоніки можна зауважити, що напрямки векторів ГНСС та ТМС цілком співпадають на Карибській та Аравійській плитах. Також присутні локальні аномалії через наявність деяких ГНСС-станції в Малій Азії та на території Гвіанського щита Південної Америки.

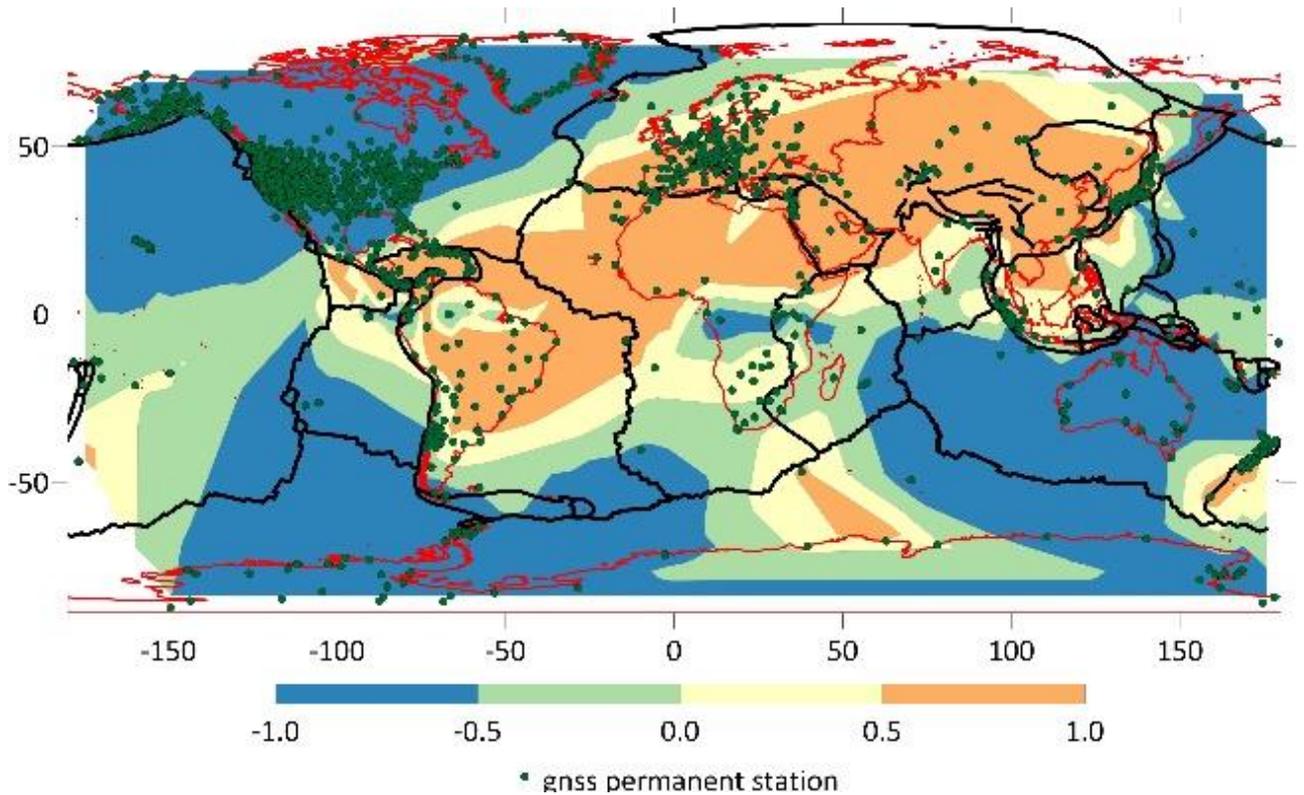


Рис. 2.18. Картохема порівняння напрямків руху ГНСС станцій та ТМС. Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [77].

Співставлення напрямків руху материків за моделлю GSRM і ТМС подано на рис. 2.19. За модельними значеннями векторів GSRM відстежується максимальне співпадіння з векторами ТМС на Аравійській, Карибській плитах та плиті Кокос. Загалом, тут простежується більша кореляція між векторами без наявності аномальних зон. Також чітко відображається кореляція між векторами GSRM та ТМС для південної частини Тихоокеанської плити. Проте вона обмежується по її границі, аналогічна кореляція спостерігається на границях Сундської плити. Загалом наявна кореляція відзначається приблизно на третині поверхні планети.

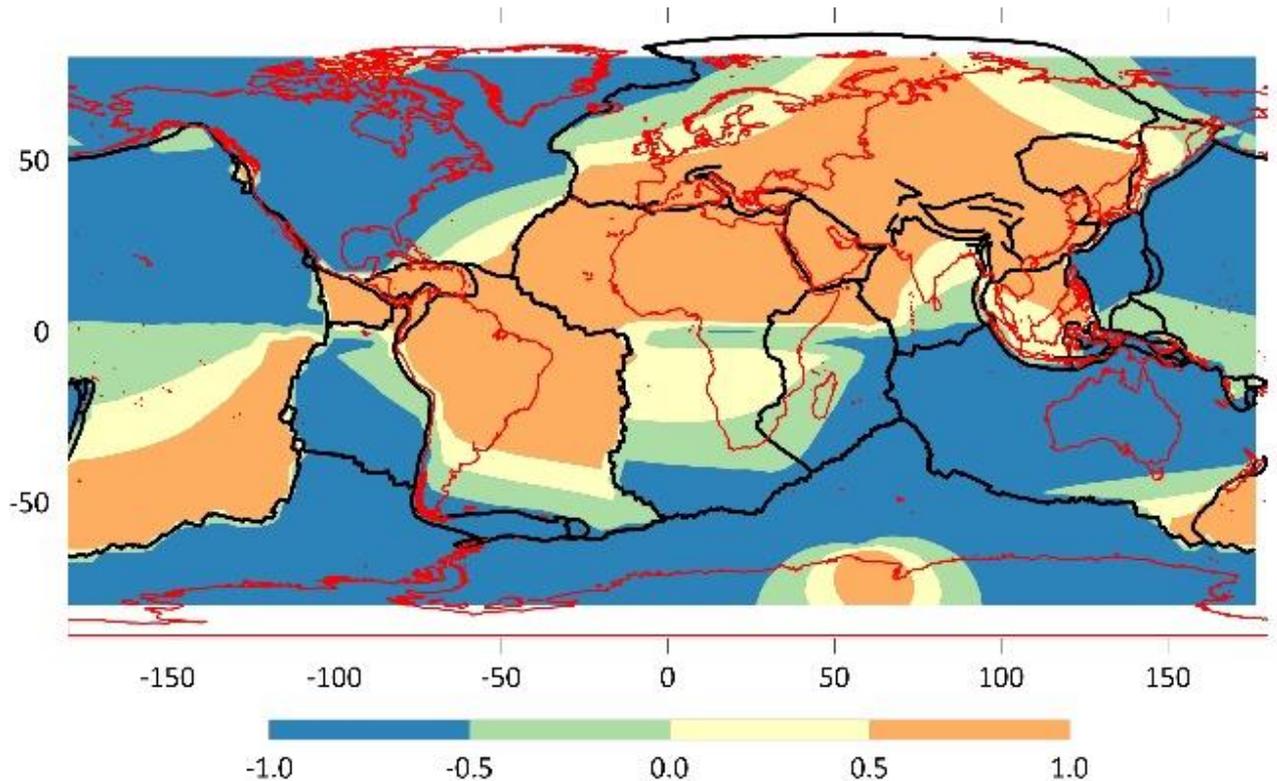


Рис. 2.19. Картохема порівняння напрямків руху материків за моделлю GSRM і ТМС. Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [77].

Підсумовуючи викладене, можна констатувати, що сьогодні існують досить точні дані щодо топографії Земної поверхні як на континентах, так і для океанічного та морського дна. Тому з'явилась можливість розрахувати узагальнену фігуру фізичної поверхні у вигляді двовісного еліпсоїда із своїми параметрами орієнтації вісей. Проте не існує переконливих даних, які б дали змогу однозначно встановити причину руху літосферних плит. У геодинаміці розглядаються три основні енергетичні джерела напружень у літосфері [212]. Це енергія пружних деформацій від масових сил гравітації, теплова енергія, що виділяється з мантії, і кінетична енергія планети, що обертається. Дослідження ТМС, які виникають внаслідок зміни переорієнтації літосферної оболонки нашої планети через дію гравітаційно-ротаційних сил показали, що на її поверхні утворюється деформаційне поле латеральних зміщень. Його вектори

розміщені у вигляді двох вихрів, а їх два фокуси знаходяться поблизу екватора. Ці результати досліджень ілюструють імовірне геометричне пояснення переміщень тектонічних плит, а також фізичне поле тангенціальних деформацій літосфери. Цей рівень дотичних напружень становить $\sim 5 \cdot 10^7$ Па і відповідає швидкостям течії в астеносфері, що дає змогу отримати швидкості руху літосферних плит до 100 мм на рік. Внаслідок відхилень двох основних фігур Землі, що апроксимують фізичну поверхню та геоїд, окремі блоки земної кори знаходяться у перманентному стані руху. Такий стан, безумовно, впливає на деформацію топології фігури, яка з геологічним часом змінюється у відповідності до зміни кута повороту навколо осі обертання.

На нашу думку, це один з вірогідних чинників процесу, що запускає глобальні рухи літосферних блоків. В результаті відбувається трансформація фігури літосфери, яка характеризується зміною розмірів осей еліпсоїдів, що описує поверхню літосфери, так і їх орієнтацію. Підтвердженням цих припущень може розглядатись аналіз співставлення векторного поля ТМС з полем переміщень тектонічних плит за даними напрямків руху ГНСС-станцій та руху материків за моделлю GSRM.

Висновки до другого розділу

Другий розділ висвітлює важливі аспекти моделювання та картографування змін фігури Землі в геологічному часі, які мають ключове значення для розуміння геодинамічних процесів, що впливають на еволюцію планети. Основні результати цього дослідження підсумовують наступні висновки:

1. Картографування палеорекострукцій материків показало суттєві зміни у їхньому положенні та формі протягом мільйонів років. Використання даних палеомагнетизму, магнітних аномалій та інших геологічних факторів дозволило точніше визначити минулі позиції континентів і відновити їхні рухи впродовж геологічного часу еволюції Землі. Застосування цифрових моделей рельєфу

(PaleoDEM) та історичних карт палеореко́нструкції дозволило моделювати планетарні зміни рельєфу та форми Землі з врахуванням даних про розподіл континентів і океанів.

2. За результатами моделювання з наборами даних висот топографії для сучасних моделей і моделей палеореко́нструкції материків і океанічного дна (PaleoDEM), Земля набувала форми, яка наближається до еліпсоїда обертання. Однак, за різні геологічні періоди спостерігалось відхилення фігури від цієї ідеальної форми через нерівномірний перерозподіл материків та океанів в геологічному часі. Детально описані супровідні процеси трансформації фігури планети від геосфери до двовісного еліпсоїда, тривісного та навпаки. Висвітлена методика обчислення цих змін. Дана кількісна та якісна характеристика цих перетворень у вигляді графіків динаміки параметрів фігур, що апроксимують літосферу та переорієнтацію цих фігур. Цікавими виявилися проєкції малої вісі двовісного еліпсоїда на поверхню літосфери в різні геологічні епохи. Так, максимальне відхилення полюса малої піввісі від північного полюса Землі становить $\sim 3^\circ$ для 108 отриманих еліпсоїдів за даними PaleoDEM, які апроксимують поверхню літосфери для різних геологічних епох, що може вказувати на критичну величину відхилення географічного полюса від вісі обертання Землі для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні. Одержані результати підкреслюють важливість тривалих геологічних процесів, які визначають тенденції змін фігури планети, зокрема в аспекті трансформації двовісного еліпсоїда в тривісний протягом останніх 540 млн років. Показано, що такі зміни є наслідком складних взаємодій внутрішніх сил планети та зовнішніх впливів, що поступово переформовують фігуру Землі.

3. Аналіз палеореко́нструкцій та моделей фігури Землі вказав на те, що літосфера зазнала значних змін протягом геологічної еволюції. Внаслідок зміни орієнтації еліпсоїда, що описує літосферу, відбувається формування оновленого поля потенційних горизонтальних сил, які відповідно до збереження моменту

імпульсу переміщують літосферні маси і генерують напруження та деформації в літосферній оболонці. Найбільші підняття і опускання одного еліпсоїда над другим, що узагальнено представляють літосферу Землі і геоїд, становлять 950 м і це підняття приводить до виникнення ТМС. Поверхневий натяг літосфери внаслідок дії ТМС призводить до дрейфу материків (текучому переміщенню поверхневого шару літосфери). Максимальні вихрові тангенціальні сили співпадають з зонами планети, де відбуваються глибокофокусні потужні землетруси, і загалом тектонічна активність є найвищою.

4. Кластерний та кореляційний аналіз співставлення векторного поля ТМС з полем переміщень тектонічних плит за даними напрямків руху ГНСС станцій та руху материків за моделлю GSRM надало кількісне підтвердження припущень щодо можливого впливу цих сил на механізм руху тектонічних плит. Зміщення полюсів еліпсоїдальної фігури літосфери свідчить про активні тектонічні процеси, які зумовлюють дрейф континентів та трансформацію океанічних басейнів. Планетарна картина розподілу векторів ТМС переважно добре корелює з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних станцій за ГНСС-вимірами.

5. Виконане моделювання підтвердило, що ротаційні сили, гравітація і переміщення мас відіграють вирішальну роль у формуванні фігури Землі, призводячи до виникнення нестійкостей та змін у структурі літосфери. Це проявляється у вигляді варіацій полярної сплюсненості, зміщення полюсів, а також у нерівномірності розподілу висот рельєфу планети в геологічному часі.

Розділ 3. Дослідження напружено-деформованого стану літосферної оболонки та руху полюса в геологічному часі

3.1. Загальні зауваження щодо проблеми дослідження

Земля має відносно швидкий обертальний рух і, імовірно, в процесі еволюції планети змінювалась орієнтація вісі обертання і кутова швидкість. Варіації обертального руху призводять до трансформації топології поверхні літосфери протягом геологічної історії [205]. Як наслідок, цей процес призводить до збурення напружено-деформованого стану літосфери. Найімовірніше можна припустити, що домінуючим джерелом сил, які впливають на рівноважний стан планети (стан геоізоастазії [50]), є зміни кутової швидкості та переорієнтація поверхні літосфери відносно геоїда.

Згладжена поверхня геоїда, порівняно з фізичною поверхнею, відрізняється більш стабільним станом, оскільки розподіл неоднорідних мантійних мас має найбільший вплив на її формування. За такого припущення динамічну еволюцію форми Землі можна розглядати як наслідок процесів перерозподілу мас у силовому полі. Зовнішнім проявом цього процесу є форма планети, яка приймає форму з мінімальною потенційною енергією під дією обертальних і гравітаційних сил. Водночас, очевидно, мають місце й інші сили, які впливають на внутрішні процеси і спрямовані проти сил гравітації.

Отже, дія цих протилежних сил формує комбіноване напружено-деформоване поле, зумовлене деформацією топології поверхні планети і відповідною динамічною реакцією, що виникає внаслідок перерозподілу мас. На ці маси впливають сили, дія яких запускає процеси переходу від одного стану тимчасової рівноваги до іншого в різних часових і просторових масштабах в планетарному полі напружень і деформацій. Цей безперервний процес реакції має свою критичну межу напружень, яка залежить від фізико-механічних властивостей структурного середовища, величин і масштабів геометричних параметрів тектонічних форм і тривалості дії сил. Після

досягнення критичного напруження поверхня планети трансформує свою форму, що призводить до різноорієнтованих розломів у вигляді тріщин регіонального масштабу, утворення лінеаментних структур і гігантських геологічних розломів.

Крім того, можна припустити, що крім гравітаційно-оберткових сил, пов'язаних з перерозподілом планетарних мас, на інтегральне поле напружень в еліпсоїдних оболонках планети впливають й інші фактори, що виникають при взаємодії мас в тілі планети в регіональному або локальному масштабі протягом геологічного часу. Тому врахування всіх факторів, що впливають на напружений стан в оболонках планети, видається досить складним завданням. Можна лише висловити ряд припущень щодо можливих причин виникнення планетарних напружень. Насамперед виділимо гравітаційну взаємодію оболонок планет. Іншими можливими причинами є дія відцентрових та інерційних сил, пов'язаних з обертанням і рухом полюсів планет, перерозподіл маси, спричинений хімічно-густинною диференціацією речовини, фазовими переходами та конвекційними процесами, рухом ядра, дегазацією Землі тощо [3, 15, 17, 46, 49, 65, 75, 205, 212].

Отже, дія обертально-гравітаційних сил призводить до перерозподілу мас, що зумовлює напружено-деформований стан літосфери і подальшу трансформацію форми Землі в процесі планетарної еволюції. З нашої точки зору, ці сили є найбільш реалістичними, а не гіпотетичними, і побудова механіко-математичних моделей з такими силами може розкрити нові можливості в інтерпретації тектонічних процесів.

Рух магнітного полюса відомий давно, проте географічне розташування полюса обертання планети також може змінюватися. Передумовою для такого висновку є те, що вісь максимального моменту інерції планети, що обертається, має тенденцію збігатися з віссю обертання. Незважаючи на те, що вісь обертання є нерухомою в просторі за законом збереження кутового моменту, процеси всередині планети можуть змінювати момент інерції і

переорієнтовувати поверхню літосфери відносно полюса вісі обертання. Небесні збурення орбіти планети також можуть призводити до повільних змін напрямку вісі обертання, але ці зміни не мають прямих доказів тектонічних наслідків. Однак вони можуть бути пов'язані з тектонічними циклами, які вивчаються геологами в рамках геологічних гіпотез[125, 113].

Найширше проблему переміщення полюса обертання Землі описав Кері у своїй роботі [85]. Він наводить оцінки зміщення вісі обертання планети за тривалий період її історії, які були отримані на основі багаторічних прямих реконструкцій річних кругових зміщень полюсів обертання Землі за палеомагнітними та палеокліматичними даними.

Подібні роботи були виконані Доліцьким [13]. Нещодавно геологи Малуф і Халверсон [132] припустили, що 800 млн років тому географічні полюси Землі змістилися. Вивчаючи магнітні мінерали в древніх осадових породах Норвезького архіпелагу, вони виявили, що північний магнітний полюс «миттєво» змістився на 50 градусів протягом 20 млн років. Оскільки тектонічні плити рухаються набагато повільніше, таке зміщення поверхні відносно ядра Землі, де генерується магнітне поле, автори пояснили переорієнтацією Землі, тобто відносно швидкою зміною положення вісі обертання. Такий процес може початися після якогось помітного дисбалансу мас в мантиї, наприклад, через зростання супервулкана поблизу екватора. Подібна подія могла відбутися на Марсі в процесі народження гігантського вулкана Olympus Mons та інших гігантських вулканів нагір'я Tharsis.

Дослідження Церклевича та Заяця [55] дають підстави стверджувати, що в процесі геологічної еволюції Землі та Марса виникали тектонічні структури планетарного масштабу, які могли суттєво впливати на параметри обертання цих планет. В роботі проведено оцінку впливу зростання і руйнування гіпотетичного реліктового підняття Дарвіна [28] на кутову швидкість обертання і зміну положення вісі обертання Землі. Аналогічні оцінки були зроблені для

змін кутової швидкості обертання і положення вісі обертання Марса, які могли статися через вулканічне утворення Tharsis [32].

Так, для Землі підняття Дарвіна могло змістити полюс на 15 км і сповільнити кутову швидкість на 0,09 с. Вулканічне підняття *Tharsis* на Марсі також могло спричинити зміщення полюса на 6 км і сповільнити швидкість обертання на 0,06 с [58]. Отримані результати є, безумовно, оціночними і можуть бути інтерпретовані як можливий сценарій динамічних процесів, що міг призвести до зміни положення вісі обертання, сплюснення планет і, як наслідок, викликати напружений стан і появу розломних структур у літосфері планет.

Таблиця 3.1.

Вхідні дані та результати отримані для Землі та Марса (відповідно враховується вплив структури Дарвіна [13]) та Tharsis [15] на параметри обертового руху)

Планета	R , км	H , км	h ,	ε	φ_1	φ_2	λ_1	λ_2	$d\omega/\omega$, 10^{-6}	ζ
Земля	6371	1000	2	1/300	20°N	35°N	155°W	195°W	1.11560	475''
Марс	3390	1000	15	1/200	12°N	106°S	101°W	125°W	0.65734	262''

Наукові концепції еволюції земних планет вказують на те, що в минулому вони були ближче до гідростатичного стану, ніж зараз [15]. Як наслідок, поверхня літосфери збігалася з формою еліпсоїда, який найкраще відповідав еквіпотенціальній поверхні. Відповідно, в той давній час напрямок схилів збігався з нормаллю до еліпсоїда, що апроксимував поверхню літосфери.

3.1. Зміни фігури Землі – геодинамічний фактор напружено-деформованого стану літосфери

За результатами апроксимації поверхні літосфери виявилось що її фігура негомометично розміщена відносно фігури геоїда. Таке розміщення цих фігур створює тектонічну напругу в літосфері Землі, яка спрямована на приведення розподілу мас у відповідність до фігури геоїда.

Якщо представити земну кулю без води, то виявимо, що рельєф земної поверхні істотно відрізняється від геоїда. Порівнюючи карту геоїда з тектонічними картами приходимо до відомого висновку про відсутність зв'язку висот геоїда з тектонічними структурами. Планетарні хвилі висот геоїда виявляють абсолютно незалежний розподіл навіть по відношенню до найкрупніших тектонічних структур літосфери: континентальних виступів і океанічних западин. Це видима відсутність взаємозв'язку висот геоїда з будовою літосфери, вочевидь, обумовлена негомотетичним розміщенням планетарних структур фізичної поверхні Землі по відношенню до фігури геоїда, що може бути викликане переміщенням літосферних плит. Останнє може приводити до обертання всієї літосфери Землі відносно стійкішої фігури геоїда, що можливо відобразилося на відмінності значень параметрів і на орієнтуванні геометричних фігур, що апроксимують фізичну поверхню і геоїд. Зауважимо, що для Марса не характерна тектоніка плит, однак на поверхні планети чітко відстежуються вулканічні утворення (три вулкани), які розміщені в один ряд в структурі *Tharsis*, що може інтерпетуватись як прояв зміщення літосфери по відношенню до нижчих шарів мантії в ранній геологічній історії.

Схематична ілюстрація еволюційного формування фігури Землі показана на рис. 3.1, де введені такі позначення: PP – вісь обертання, P_L – поверхня літосфери, E_L – еліпсоїд, який найкраще підходить до поверхні літосфери, E_G – еліпсоїд, який зображає фігуру Землі в далеку геологічну епоху; всі попередні позначення на рис. 3.1, *а* підписані зі штрихом на рис. 3.1, *б* для фігури і поверхні літосфери Землі в сучасну епоху. Якщо зіставити два положення зовнішніх оболонок Землі на рис. 3.1, *а* і 3.1, *б*, то можна допустити виникнення напруженого стану через зміну положення осі фігури літосфери відносно осі обертання та зміни швидкості обертання. Тут доречно зауважити, що в планетарній геодинаміці розглядають три основні енергетичні джерела, що викликають напругу в оболонках Землі. До них належать гравітаційна, ротаційна і теплова енергія.

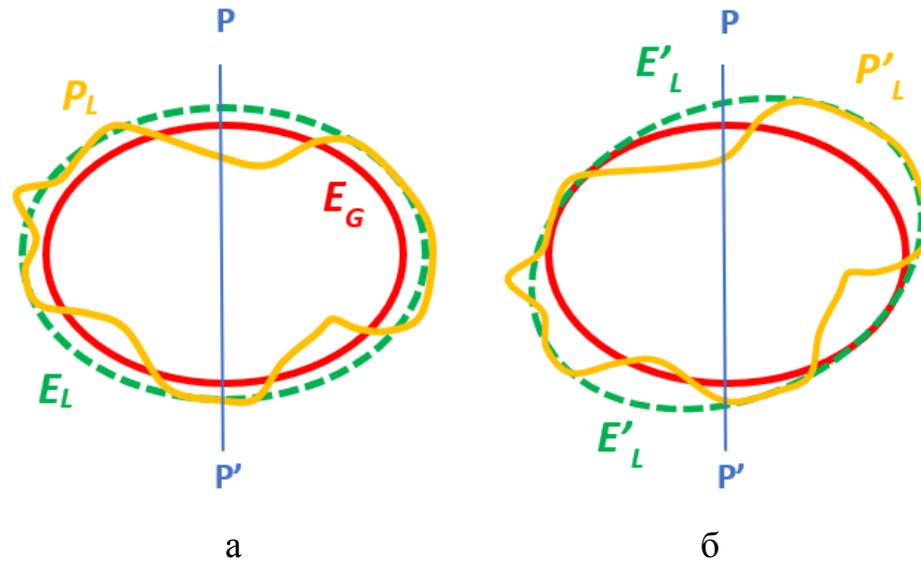


Рис. 3.1. Схематична ілюстрація формування фігури Землі [204]: а) – в початковий період, коли Земля була ближче до гідростатичного стану; б) – сучасний стан фігури і поверхні літосфери Землі

У своїх дослідженнях зупинимось лише на ротаційних силах, що спонукають напругу в літосфері Землі. Для розгляду цього питання розділимо його на дві частини, а саме: напруження літосферної оболонки через зміну ротаційного режиму планети та напружень викликаних переорієнтацією фігури літосферної оболонки.

3.1.1. Деформації та напруження літосферної оболонки внаслідок зміни швидкості обертання Землі

Розглянемо сили, що впливають на літосферу Землі через зміни її стиснення, що викликано сповільненням швидкості її обертання. Вважається, що форма Землі близька до рівневої поверхні потенціалу сили тяжіння (еліпсоїд обертання), що становить суму гравітаційного потенціалу і потенціалу центробіжних сил. Необхідність урахування цих сил пов'язують з прискоренням, або уповільненням обертання планети. Через це форма Землі не відповідає змінній формі рівневої поверхні потенціалу сили тяжіння, і тому в літосфері можуть з'являтися додаткові масові сили. Розглянемо визначення цих

сил згідно із теоретичними напрацюваннями Стіваса [47]. На рис. 3.2 схематично показано виникнення напружень внаслідок зміни швидкості обертання.

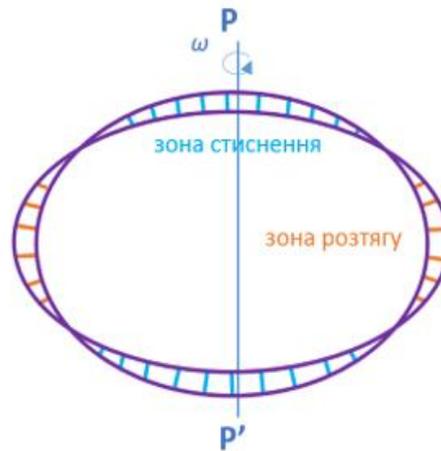


Рис. 3.2. Схематичний розподіл напружень у літосфері Землі в результаті зміни обертального руху навколо вісі

Потенціал сил, який виникає через стиснення еліпсоїда обертання записується, як:

$$U = \frac{\omega^2 a^2 (1-\alpha)(1-2tg^2\phi)}{6((1-\alpha)^2 + tg^2\phi)}, \quad (3.1)$$

де ω – кутова швидкість обертання, α – стиснення, a – велика піввісь, ϕ – геоцентрична широта.

Для конкретної точки на поверхні еліпсоїда обертання потенціал U запишиться, як

$$U = \frac{1}{3} \omega^2 r (1 - 3 \sin^2 \phi), \quad (3.2)$$

де r – радіус вектор відповідної точки.

Якщо перейти від потенціалу до діючих сил, то отримаємо:

$$F = \frac{1}{3} \omega^2 r (1 + 3 \sin^2 \phi)^{1/2}. \quad (3.3)$$

Формула (3.3) визначає загальну діючу силу, що виникає при зміні стиснення еліпсоїда обертання. В розв'язку задачі, пов'язаної з переорієнтацією фізичної поверхні, складовими загальної сили є сили в площині меридіану і першого вертикалу. Очевидно, що в такому випадку доцільно розглядати одну горизонтальну (в площині меридіану) та вертикальну складову, яка спрямована вздовж нормалі до еліпсоїда (рис. 3.3). Так як складова загальної сили, що проходить дотично до першого вертикалу буде дорівнювати нулю [61].

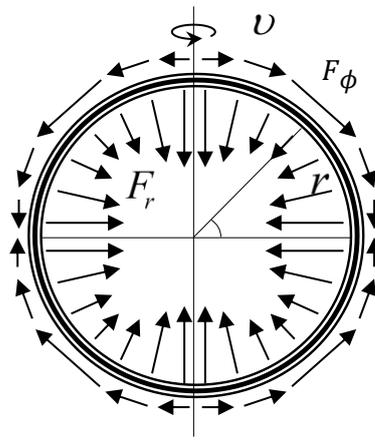


Рис. 3.3. Ілюстрація до визначення сил F_r і F_ϕ

Отже, меридіальна складова запишеться, як

$$F_\phi = \frac{\omega^2 r (1 + 2(1-\alpha)^2 \sin \phi \cos \phi)}{3((1-\alpha)^4 \cos^2 \phi + \sin^2 \phi)^{1/2}}, \quad (3.4)$$

а вертикальна

$$F_N = \frac{\omega^2 r ((1-\alpha)^2 \cos^2 \phi - 2 \sin^2 \phi)}{3((1-\alpha)^4 \cos^2 \phi + \sin^2 \phi)^{1/2}}. \quad (3.5)$$

Якщо трансформувати вертикальну складову з дотичної нормалі до напрямку радіус-вектора, то отримаємо

$$F_r = \frac{\omega^2 r ((1-\alpha)^2 \cos^2 \phi - 2 \sin^2 \phi) ((1-\alpha)^2 \cos^2 \phi + \sin^2 \phi)}{3((1-\alpha)^4 \cos^2 \phi + 2 \sin^2 \phi)^{1/2}}. \quad (3.6)$$

Щоб розрахувати дані сили на екстремальні значення стиснення звернемося до рис. 3.4. Згідно з даними моделювання найекстремальніші значення стиснення для Землі були у період 5 млн років тому та 540 млн років тому.

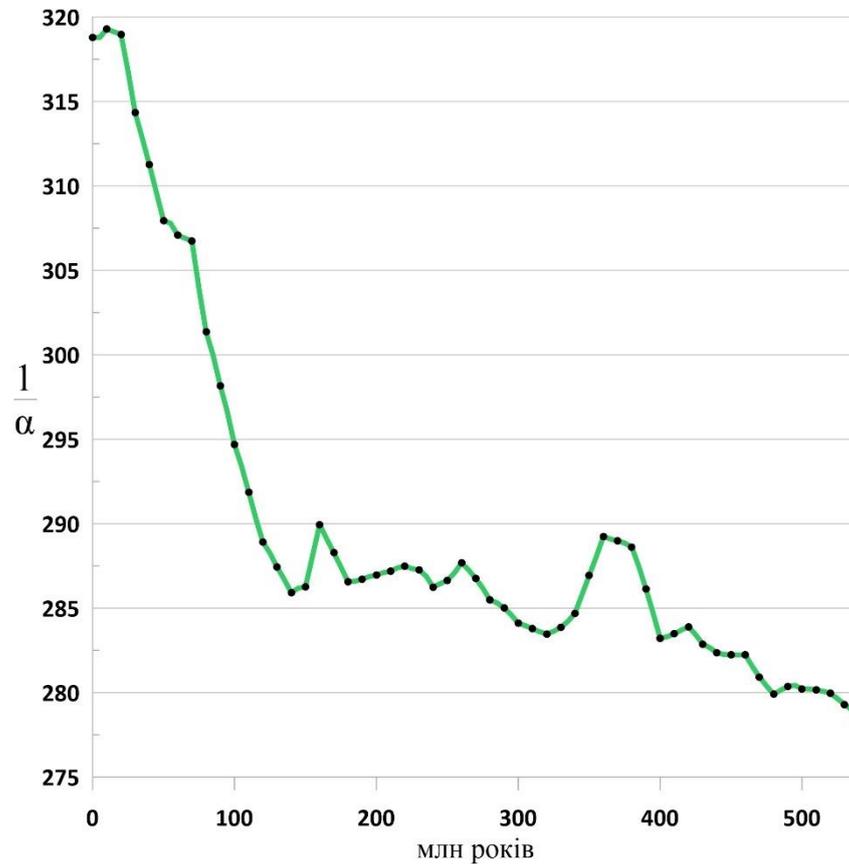


Рис. 3.4. Зміна стиснення двовісного еліпсоїда з даними моделювання згідно даних Scotese C. і Wright N. [186]

У період 5 млн років тому стиснення планети було мінімальне $-\frac{1}{318}$, а в період 540 млн років тому максимальне $-\frac{1}{278}$.

Формула, яка зв'язує кутову швидкість обертання планети з її стисненням, враховує, що стиснення планети визначається як відхилення від ідеальної сферичної форми через відцентрові сили. Для цього зазвичай використовується рівноважне співвідношення для обертальних тіл.

Формула визначення стиснення виглядає так:

$$\alpha = \frac{a-b}{a} \quad (3.7)$$

де a – екваторіальний радіус, b – полярний радіус.

Для зв'язку стиснення зі швидкістю обертання можна скористатися наближеною формулою, яка базується на припущенні, що планета має однорідну густину і наближено сфероїдальну форму. Вона надає якісне уявлення про зв'язок між параметрами обертання та стиснення.

$$\alpha = \frac{3}{2} \frac{\omega^2 R^3}{GM} \quad (3.8)$$

де ω – кутова швидкість обертання планети, R – середній радіус планети, G – гравітаційна стала, M – маса планети.

Ця формула випливає із врахування рівноваги між відцентровою силою та гравітацією у випадку сфероїдального тіла. Вона є наближеною, оскільки ігнорує складніші внутрішні розподіли маси та інші впливи, такі як припливи.

Гравітаційна стала G – це фундаментальна фізична константа, яка визначає інтенсивність гравітаційної взаємодії між масами. Чи могла гравітаційна стала чи маса змінюватися в минулому? Наукова гіпотеза про можливі зміни фундаментальних констант, включно з G , з'явилася у зв'язку з теоріями, які розглядають вплив космологічного розширення Всесвіту. Однак емпіричні спостереження, геофізичні дані й експериментальні оцінки показують, що будь-які можливі зміни G протягом геологічного часу, якщо й існують, є надзвичайно малими.

Вивчення ізотопних співвідношень у природному ядерному реакторі [107] показує, що ядерні сили (зокрема сильна взаємодія, яка залежить від G) залишалися незмінними протягом останніх 2 мільярдів років.

Спостереження за динамікою Сонячної системи, включно з рухом Місяця й планет, також не вказують на значні зміни G [221].

Багато моделей передбачають, що можливі зміни G були б надзвичайно повільними, зі швидкістю $\frac{\dot{G}}{G} \sim 10^{-12} - 10^{-14} \text{ рік}^{-1}$, що практично не впливає на геологічні процеси [214].

Отже сучасні наукові дані не вказують на те, що гравітаційна стала та маса змінювалися протягом геологічного масштабу часу. Якщо така зміна й існує, вона настільки мала, що не має значущого впливу на фізичні процеси у масштабах Землі чи інших планет. Отже їхнє значення прийнято вважати постійним у часі й просторі $G = 6.67430 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$ так само як і масу $M = 5.972 \times 10^{24} \text{ кг}$.

Якщо виразити кутову швидкість з формули (3.8), то отримаємо:

$$\omega = \sqrt{\frac{2\alpha GM}{3R^3}} \quad (3.9)$$

Проаналізувавши розрахункові значення (табл. 3.2) для радіальної та меридіональної сили на різних широтах, можна зробити такі висновки: на екваторі радіальна складова є максимальною і дорівнює приблизно 678,9 мГал для 540 млн років та 679,4 мГал для 5 млн років. Це відображає максимальний вплив відцентрової сили через більший екваторіальний радіус. Із збільшенням широти радіальна складова поступово зменшується, досягаючи мінімуму на полюсах, де вона наближається до нуля (рис. 3.5).

Таблиця 3.2.

Радіальні та меридіональні сили на період 540 та 5 мільйонів років тому

Широта, °	F_r , мГал		F_φ , мГал	
	540 млн років	5 млн років	540 млн років	5 млн років
0	679	679	0	0
5	663	664	60	60
10	618	618	124	124
15	543	543	194	194
20	441	441	271	271
25	315	316	355	355

продовження табл. 3.2

30	170	170	444	443
35	9	9	532	532
40	-163	-163	614	614
45	-340	-340	683	683
50	-517	-518	731	731
55	-689	-690	751	751
60	-851	-851	739	739
65	-997	-997	691	691
70	-1123	-1123	607	607
75	-1226	-1226	489	489
80	-1301	-1301	343	343
85	-1347	-1347	177	177
90	-1363	-1363	0	0

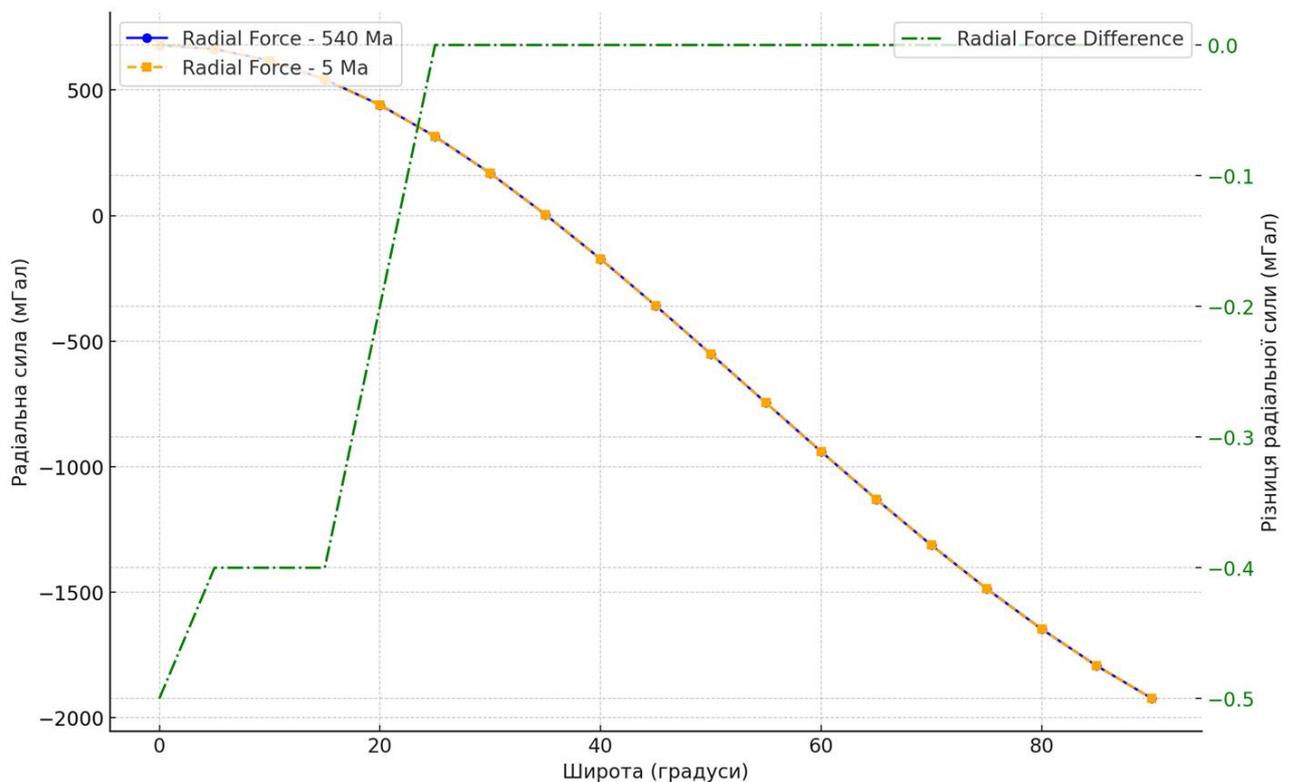


Рис. 3.5. Ілюстрація радіальної складової та її різниця на періоди 5 та 540 млн років

На екваторі меридіональна складова дорівнює нулю, оскільки синус широти рівний нулю, і сила не має тангенціальної компоненти. На широтах близько до 45° меридіональна складова досягає максимуму. Для 540 млн років

вона становить приблизно 193,7 мГал, а для 5 млн років – 193,7 мГал (рис. 3.8). На полюсах меридіональна складова знову зменшується до нуля, оскільки на полюсах відсутній нахил компонент до меридіана.

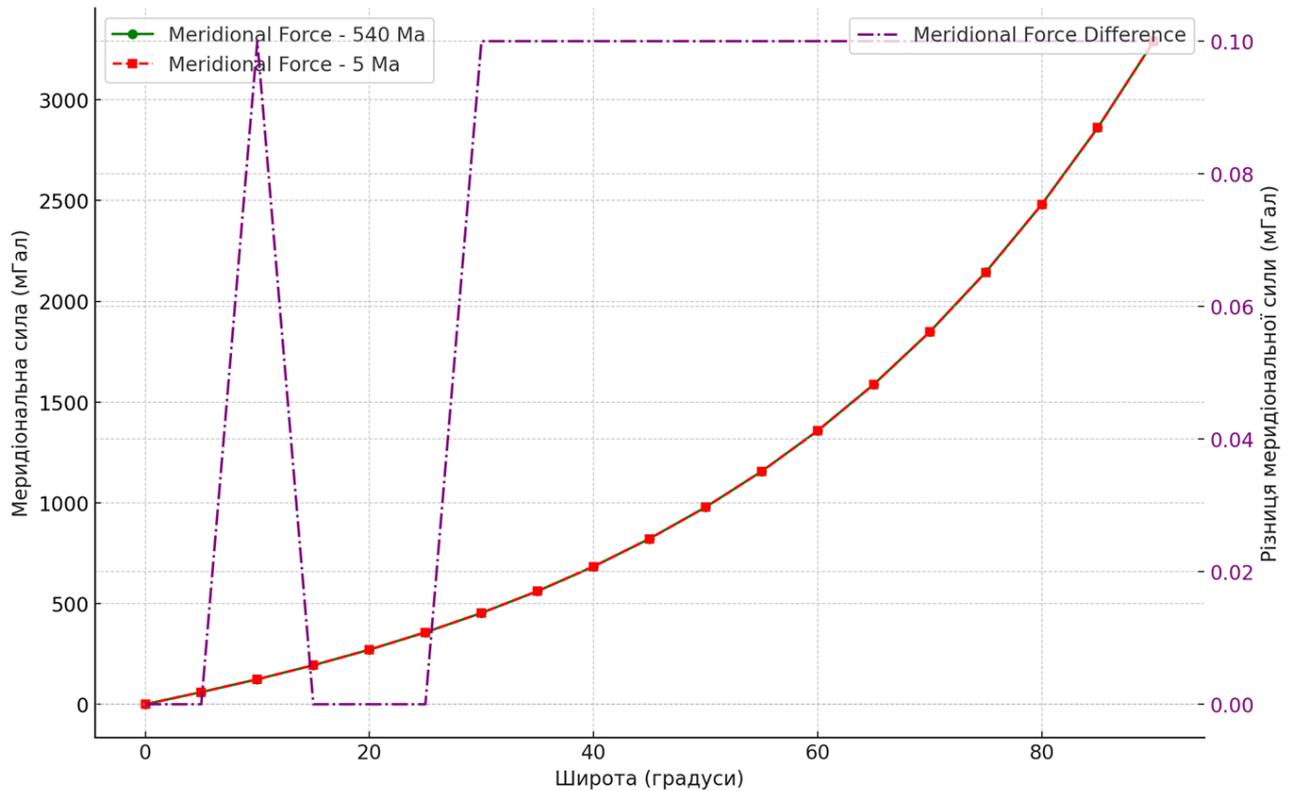


Рис. 3.6. Ілюстрація меридіональної складової та її різниці на періоди 5 та 540 млн років

Якщо оцінювати сили у ідентичних локаціях, але у різні періоди 540 млн років та 5 млн років: для радіальної складової різниця між 540 млн років і 5 млн років є дуже малою – близько 0.5 мГал, що вказує на незначну зміну відцентрових сил через зміну стиснення планети; для меридіональної 540 млн років і 5 млн років відмінності також мінімальні. Наприклад, на широтах 45° вона залишається практично ідентичною.

З точки зору геометрії, очевидним є те, що під час еволюції фігури Землі неодмінно трансформується стиснення еліпсоїда, а відтак разючих змін зазнає його площа поверхні. Спробуємо це оцінити визначивши зміну площ широтних смуг еліпсоїда.

Поверхня еліпсоїда обертання визначається інтегралом:

$$S = 2\pi a \int_0^\pi \sqrt{b^2 + (a^2 - b^2) \sin^2 \varphi} a \sin^2 \varphi \cos \varphi d\varphi \quad (3.10)$$

Однак, для площі окремої широтної смуги між паралелями, використовується її диференціальний вигляд:

$$\Delta S = 2\pi a \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} N(\varphi) b \cos \varphi d\varphi \quad (3.11)$$

де a – екваторіальний радіус еліпсоїда; b – полярний радіус еліпсоїда; φ_1 та φ_2 – широти, що визначають межі смуги; $N(\varphi)$ – радіус кривизни в першому вертикалі.

У табл. 3.3 наведені результати обчислень.

Таблиця 3.3.

Зміни площі

Границі широтних смуг, °		Площа, км ²		Різниця площ, км ²
Початок	Кінець	540 млн років	5 млн років	
0	5	1.41×10 ¹⁴	1.41×10 ¹⁴	4.14×10 ¹⁰
5	10	1.40×10 ¹⁴	1.40×10 ¹⁴	4.21×10 ¹⁰
10	15	1.38×10 ¹⁴	1.38×10 ¹⁴	4.33×10 ¹⁰
15	20	1.35×10 ¹⁴	1.35×10 ¹⁴	4.50×10 ¹⁰
20	25	1.31×10 ¹⁴	1.31×10 ¹⁴	4.69×10 ¹⁰
25	30	1.26×10 ¹⁴	1.26×10 ¹⁴	4.89×10 ¹⁰
30	35	1.20×10 ¹⁴	1.20×10 ¹⁴	5.06×10 ¹⁰
35	40	1.12×10 ¹⁴	1.12×10 ¹⁴	5.18×10 ¹⁰
40	45	1.05×10 ¹⁴	1.05×10 ¹⁴	5.23×10 ¹⁰
45	50	9.59×10 ¹³	9.58×10 ¹³	5.17×10 ¹⁰
50	55	8.64×10 ¹³	8.64×10 ¹³	5.00×10 ¹⁰
55	60	7.63×10 ¹³	7.62×10 ¹³	4.70×10 ¹⁰
60	65	6.56×10 ¹³	6.55×10 ¹³	4.27×10 ¹⁰
65	70	5.44×10 ¹³	5.43×10 ¹³	3.70×10 ¹⁰
70	75	4.27×10 ¹³	4.27×10 ¹³	3.02×10 ¹⁰
75	80	3.08×10 ¹³	3.07×10 ¹³	2.24×10 ¹⁰
80	85	1.85×10 ¹³	1.85×10 ¹³	1.37×10 ¹⁰
85	90	6.20×10 ¹²	6.19×10 ¹²	4.64×10 ⁰⁹

Аналізуючи графік (рис. 3.7) змін площ широтних смуг для еліпсоїдів двох епох (540 млн років та 5 млн років), можна побачити, що на екваторі площі широтних смуг максимальні, оскільки тут діє найбільша відцентрова сила через максимальний радіус еліпсоїда. Для обох епох (540 млн років та 5 млн років) площі дуже схожі, що свідчить про незначні зміни стиснення між цими періодами. На середніх широтах (25°–45°) площі зменшуються, але нелінійно, що відповідає поступовому зменшенню радіальної складової сил та радіусу еліпсоїда. Ця нерівномірність відображає зміни форми еліпсоїда, коли вплив відцентрових сил і гравітації починає взаємодіяти складніше. Зменшення площ на цих широтах вказує на те, що радіальні сили тут поступово втрачають домінування, поступаючись впливу тангенціальних компонент. На полюсах площі широтних смуг мінімальні для обох епох, що відповідає домінуванню вертикальної складової сил (гравітація), а радіальна сила наближається до нуля через відсутність відцентрового впливу.

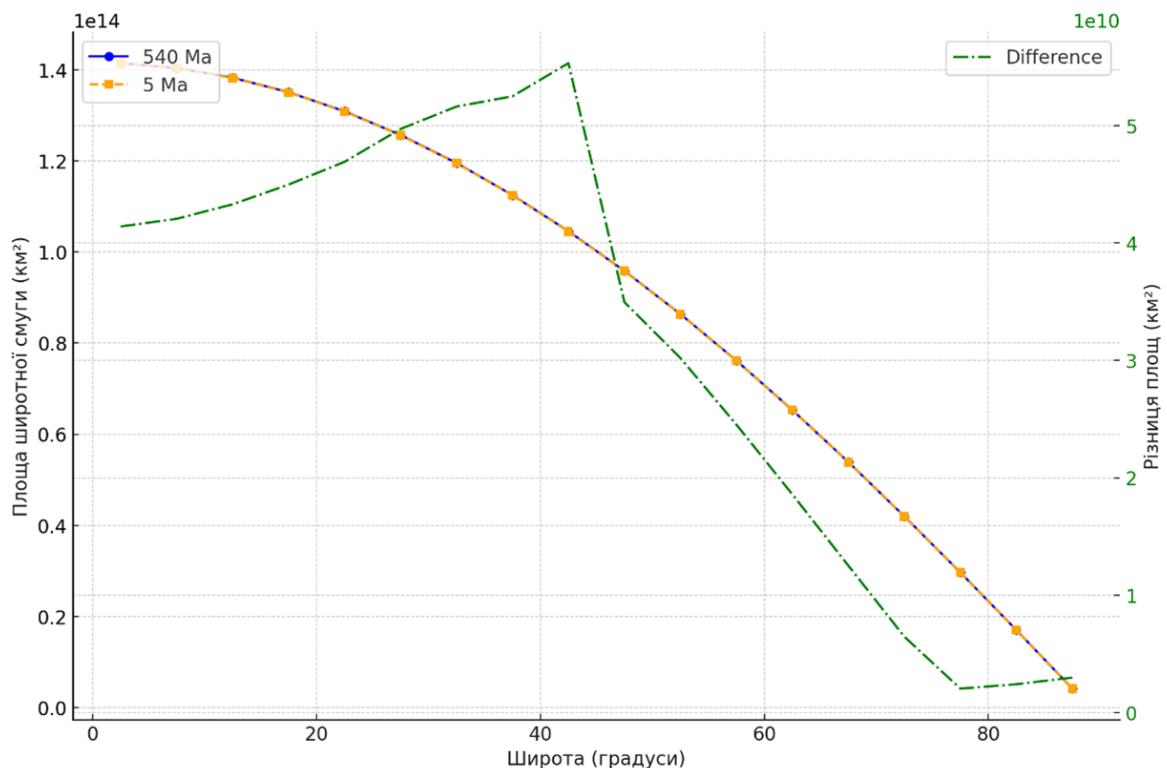


Рис. 3.7. Площі широтних смуг та їх зміни у км² (540 млн років та 5 млн років)

На полюсах різниця площ мінімальна. Це пояснюється відсутністю впливу відцентрових сил. На середніх широтах різниця площ максимально виражена. Це вказує на найбільші зміни форми еліпсоїда через перехід від давнішого до сучаснішого стиснення. У цьому діапазоні тангенціальні сили найбільш помітно змінюються.

Площі широтних смуг та їх зміни вказують на поступове зменшення стиснення планети з часом, що підтверджується невеликою різницею площ у сучасний період (5 млн років) порівняно з минулим (540 млн років). Таким чином, площі широтних смуг та їх динаміка прямо відповідають змінам радіальних і тангенціальних сил, які виникають через варіації форми та стиснення планети протягом геологічного часу.

3.1.2. Деформації та напруження літосферної оболонки обумовлених переорієнтацією фігури літосфери

У разі одночасної зміни параметрів ротаційного режиму Землі (кутової швидкості і положення вісі обертання) передбачається, що сповільнення обертання Землі призводить до виникнення напружень у тектоносфері, розподіл яких схематично зображено на рис. 3.2, а зміна положення вісі обертання (рис. 3.8) – лише до їх переорієнтування. Фактичні геологічні дані свідчать про те, що значну роль у цьому відіграє тектонічний фактор, зумовлений переміщенням полюсів Землі. Такий процес може початися після виникнення деякого помітного дисбалансу мас в мантії. Наприклад, через зростання супервулкану далеко від екватора. Отже, можна стверджувати, що вертикальні (радіальні) сили порушують обертову симетрію Землі, а горизонтальні сили (за рахунок енергії обертання), що виникають при цьому, відновлюють цю симетрію шляхом відповідного переміщення окремих плит і блоків, а також «квазірідкого» внутрішнього субстракту. Цілком можливо, що в цих же горизонтальних рухах могли брати участь і цілі літосферні плити. Такі тектонічні процеси допускає гіпотеза тектоніки плит, але і їх переміщення

повинне підкорятися загальному призначенню горизонтальних переміщень – відновленню симетрії відносно вісі обертання і збереженню моменту імпульсу. Аналогічна подія, вочевидь, сталася колись на Марсі через велетенський вулкан *Olympus Mons* та інших великих вулканів нагір'я *Tharsis*.

Отже, виникає інтерес до оцінки впливу тектонічних структур планетарного масштабу, зародження яких відбувалось в процесі геологічної еволюції, на зміну ротаційного режиму планети [204].

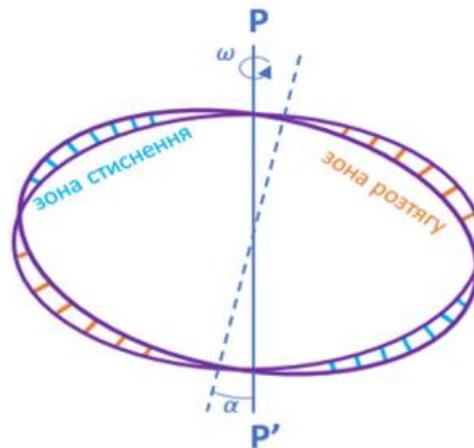


Рис. 3.8. Схематичний розподіл напружень у літосфері Землі в результаті зміни положення вісі фігури відносно вісі обертання планети

Розглянемо більш детально як можна математично реалізувати кінематичні умови, що пов'язані з деформацією літосфери внаслідок переорієнтації полюса фігури Землі [204]. Добре відомо, що відмінність елементів довжини дуги до і після деформації тісно пов'язане з тензором деформації [48]. Якщо позначити через ds^2 – метрику поверхні до деформації, і відповідно через dS^2 – метрику поверхні після деформації, то можна отримати:

$$ds^2 = g_{ij}dx^i dx^j \quad (3.12)$$

$$dS^2 = G_{ij}dx^i dx^j \quad (3.13)$$

$$\left. \begin{aligned} dS^2 - ds^2 &= (G_{ij} - g_{ij})dx^i dx^j \\ dS^2 - ds^2 &= 2\varepsilon_{ij}dx^i dx^j \end{aligned} \right\} \quad (3.14)$$

де ε_{ij} – тензор деформації, який визначаємо за формулою:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2}(dS^2 - ds^2) \quad (3.15)$$

Означені метрики віднесені до одних й тих же змінних x^i , але з різними метричними тензорами g_{ij} і G_{ij} .

Отже, лінійний елемент ds ідентифікує метричну форму недеформованої області Δ у початковому стані, а dS відображення лінійного елемента ds , яке відповідає перетвореній області Δ' (кінцевий стан, що відповідає трансформованій фігурі – двовісному чи тривісному еліпсоїду).

Введемо компоненти x_i точки T поверхні через сферичні координати:

$$x_1 = r \sin \theta \cos \lambda, x_2 = r \sin \theta \sin \lambda, x_3 = r \cos \theta,$$

де r – радіус-вектор від центру координатної системи до поверхні, θ , λ – відповідно полярна віддаль і довгота.

Для двовісного і тривісного еліпсоїдів їх радіус-вектори r відповідно можна виразити наступними співвідношеннями [35]:

$$r = R(1 + \alpha(1/3 - \cos^2 \theta)),$$

$$r = R \left(1 + \alpha(1/3 - \cos^2 \theta) + 0,5\alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0) \right), \quad (3.16)$$

α і α' – полярні і екваторіальні стиснення, R – радіус сфери рівного об'єму, λ_0 – географічна довгота великої осі, θ – полярна відстань.

Елемент довжини дуги для поверхні еліпсоїда знаходиться як:

$$\begin{aligned} dS^2 &= dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2 = dM \cdot dM; \\ dS^2 &= \left(\frac{\partial M}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial M}{\partial \lambda} d\lambda \right) \cdot \left(\frac{\partial M}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial M}{\partial \lambda} d\lambda \right); \\ dS^2 &= \left(\frac{\partial M}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial M}{\partial \theta} \right) d\theta^2 + 2 \left(\frac{\partial M}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial M}{\partial \lambda} \right) d\theta d\lambda + \left(\frac{\partial M}{\partial \lambda} \cdot \frac{\partial M}{\partial \lambda} \right) d\lambda^2. \end{aligned} \quad (3.17)$$

Для двовісного і тривісного еліпсоїдів після простих перетворень відповідно отримаємо:

$$dS^2 = R^2 \left[1 + 2\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) \right] d\theta^2 + R^2 \sin^2 \theta \left[1 + 2\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) \right] d\lambda^2, \quad (3.18)$$

$$dS^2 = R^2 \left\{ 1 + 2\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) + \right. \\ \left. + \alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0) \right\} d\theta^2 + \\ + R^2 \sin^2 \theta \left\{ 1 + 2\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) + \right. \\ \left. + \alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0) \right\} d\lambda^2. \quad (3.19)$$

Для сферичної поверхні елемент дуги виражається через класичне співвідношення:

$$ds^2 = R^2 d\theta^2 + R^2 \sin^2 \theta d\lambda^2. \quad (3.20)$$

Ввівши (3.18) і (3.19) в (3.20), отримаємо деформації через зміни форми і поверхні відповідно:

– тривісного еліпсоїда відносно сфери

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = \alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) + \frac{1}{2} \alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0); \quad (3.21)$$

– двовісного еліпсоїда відносно сфери

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = \alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right); \quad (3.22)$$

– тривісного еліпсоїда відносно двовісного

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = \frac{1}{2} \alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0). \quad (3.23)$$

Класичний зв'язок між тензорами напружень і деформацій в пружному, однорідному та ізотропному середовищі визначається законом Гука:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{11} + 2\mu \varepsilon_{ij}, \quad (3.24)$$

λ, μ – коефіцієнти Ляме, які пов'язані з модулем Юнга і коефіцієнтом Пуассона.

Для двовісного простору за аналогією отримуємо:

$$\sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij}. \quad (3.25)$$

Рівняння (3.25) дозволяє зв'язати компоненти напружень з деформаціями, розрахованими в (3.21), (3.22) і (3.23):

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = 2\mu\alpha\left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta\right) + \mu\alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0); \quad (3.26)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = 2\mu\alpha\left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta\right); \quad (3.27)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = \mu\alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0) \quad (3.28)$$

Важливою характеристикою для загальної оцінки стиснення і розтягу в результаті трансформації фігури є дилатація. Дилатація визначається як слід тензора деформації і відповідно для різних трансформацій фігури поверхні літосфери Землі [205] отримаємо:

$$\Delta = \varepsilon_{\theta\theta} + \varepsilon_{\lambda\lambda}; \quad (3.29)$$

Відповідно для тривісного еліпсоїда відносно сфери [205]:

$$\Delta = 2 \left[\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right) + \alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0) \right]; \quad (3.30)$$

– двовісного еліпсоїда відносно сфери:

$$\Delta = 2\alpha \left(\frac{1}{3} - \cos^2 \theta \right); \quad (3.31)$$

– тривісного еліпсоїда відносно двовісного:

$$\Delta = 2\alpha' \sin^2 \theta \cos 2(\lambda - \lambda_0). \quad (3.32)$$

Розглянемо тепер, як можна оцінити деформації і напруження, до яких приводить переорієнтація фігури літосфери внаслідок дрейфу літосферних плит. Ці деформації і напруження в деякій мірі є результатом зміни кривизни поверхні. Час, необхідний для переміщення літосферних плит, не враховується. Фіксується лише загальна зміна, викликана трансформацією еліпсоїда, тобто між його початковою і кінцевою позиціями. Різницю між означеним умовно «топологічним станом 2» і «топологічним станом 1» можна розглядати як поле

деформацій і напружень, що виникає в результаті перетворення з першого еліпсоїда в другий, або також як поле деформацій і напружень через зміни еліпсоїдальної форми. Для отримання необхідних формул скористаємось позначеннями наведеними на рис. 3.9.

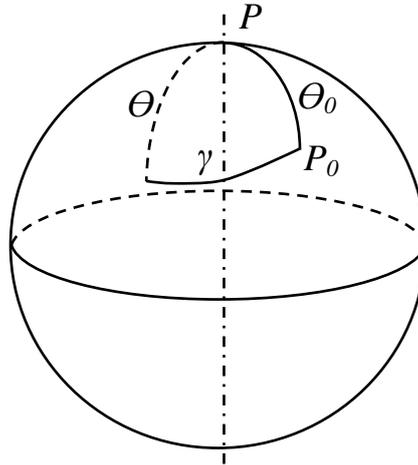


Рис. 3.9. Схематична ілюстрація відхилення полюса фігури. P – положення полюса в початковому стані (1) фігури двовісного еліпсоїда; P_0 – положення полюса в кінцевому стані (2) після переміщення фігури двовісного еліпсоїда

Із сферичного трикутника (рис. 3.9) маємо:

$$\cos \gamma = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\lambda - \lambda_0). \quad (3.33)$$

Враховуючи відповідно формули (3.22) і (3.27), а також вираз для полінома Лежандра 2-го порядку $P_2(\cos \theta) = 0,5(3 \cos^2 \theta - 1)$, отримаємо загальні формули для деформацій і напружень, що виникають в результаті трансформації одного еліпсоїда в інший у вихідній системі відліку

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = -2(a_1 P_2(\cos \gamma) + a_2 P_2(\cos \theta)), \quad (3.34)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = -2\mu(a_1 P_2(\cos \gamma) + a_2 P_2(\cos \theta)). \quad (3.35)$$

Якщо прийняти, що стиснення еліпсоїдів залишалось незмінним, то відповідно $a_1 = a_2$ і отримаємо:

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = 3\alpha_1 \left(\frac{3 \cos^2 \theta - 1}{2} - \frac{1}{2} \sin^2 \theta \cos 2\lambda \right), \quad (3.36)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = 3\mu\alpha_1 \left(\frac{3 \cos^2 \theta - 1}{2} - \frac{1}{2} \sin^2 \theta \cos 2\lambda \right). \quad (3.37)$$

Отже, в результаті переорієнтації фігури на малу величину (скажімо на 3 градуси), враховуючи (3.34) і (3.35), отримаємо:

$$\varepsilon_{\theta\theta} = \varepsilon_{\lambda\lambda} = -2\alpha_1 \left(\begin{array}{l} \frac{3}{2}(\cos^2 \theta_0 - 1)P_2(\cos \theta) + \\ + 3 \sin \theta \cos \theta \sin \theta \times \\ \times \cos \theta_0 \cos(\lambda - \lambda_0) + \\ + \frac{3}{4} \sin^2 \theta \sin^2 \theta_0 \cos^2(\lambda - \lambda_0) \end{array} \right), \quad (3.38)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\lambda\lambda} = -2\mu\alpha_1 \left(\begin{array}{l} \frac{3}{2}(\cos^2 \theta_0 - 1)P_2(\cos \theta) + \\ + 3 \sin \theta \cos \theta \sin \theta \times \\ \times \cos \theta_0 \cos(\lambda - \lambda_0) + \\ + \frac{3}{4} \sin^2 \theta \sin^2 \theta_0 \cos^2(\lambda - \lambda_0) \end{array} \right). \quad (3.39)$$

Для розв'язування задачі знаходження векторів переміщення точок на поверхні фігури, що апроксимують літосферу Землі, в результаті трансформації однієї фігури в іншу внаслідок зміщення полюса малої вісі фігури, необхідно знайти величини зміщення точок вздовж меридіану dB_i і паралелі dL_i . Розглянемо це на прикладі однієї точки A , рис. 3.10. На рисунку відображено положення двох точок на поверхні вихідного еліпсоїда: точка A з вхідними координатами B , L та точка A' , яка ілюструє переміщення внаслідок переорієнтації еліпсоїда. З рисунку зрозуміло, що dB і dL невідомі значення переміщення точки вздовж широти і довготи, тобто це проекції відрізка AA' на меридіан і паралель. Відомими параметрами є геодезичні координати точки A у системі координат заданого недеформованого еліпсоїда, а також параметри переорієнтації (координати центру фігури і кути повороту навколо відповідних осей).

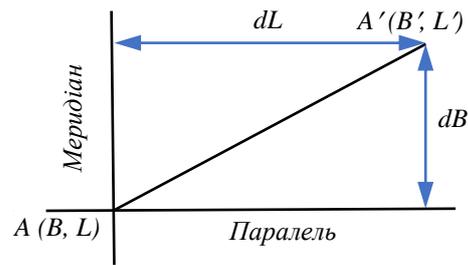


Рис. 3.10. Ілюстрація для визначення dB і dL

Отже, необхідно визначити зміни геодезичних координат внаслідок переорієнтації фігури. Загальний хід розв'язку ілюструє вираз [60]:

$$B_A, L_A, H_A \rightarrow X_A, Y_A, Z_A \rightarrow X'_A, Y'_A, Z'_A \rightarrow B'_A, L'_A, H'_A. \quad (3.40)$$

Тобто спочатку ми переходимо до декартових геоцентричних координат за відомими формулами [29]:

$$\begin{aligned} X_A &= (N + H) \cdot \cos B_A \cdot \cos L_A, \\ Y_A &= (N + H) \cdot \cos B_A \cdot \sin L_A, \\ Z_A &= \left[N \cdot \left(\frac{b^2}{a^2} \right) + H_A \right] \cdot \sin B_A. \end{aligned} \quad (3.41)$$

Наступним кроком є врахування параметрів переорієнтації фігури. За відомими параметрами переходу між двома прямокутними геоцентричними системами координат виконуємо перехід $(X_A, Y_A, Z_A \rightarrow X'_A, Y'_A, Z'_A)$, або в матричній формі:

$$\begin{bmatrix} X_A \\ Y_A \\ Z_A \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X'_A \\ Y'_A \\ Z'_A \end{bmatrix} \cdot R + \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{bmatrix}, \quad (3.42)$$

де R – матриця повороту, x_0, y_0, z_0 – координати центру фігури.

Для переходу від декартової системи координат у геодезичну, скористаємось відомими формулами [29]:

$$\begin{aligned}
 B'_A &= \arctg\left(\frac{Z'_A + N \cdot e^2 \sin B'_A}{r'_A}\right), \\
 L'_A &= \arctg\left(\frac{Y'_A}{X'_A}\right), \\
 H'_A &= \frac{r'_A}{\cos B'_A} - N = \frac{Z'_A}{\sin B'_A} - N(1 - e^2).
 \end{aligned}
 \tag{3.43}$$

Різниці еліпсоїдальних координат отримаємо через приведення до однієї базової фігури, відносно якої виконуємо розрахунки за формулами:

$$\begin{aligned}
 dB &= B'_A - B_A; \\
 dL &= L'_A - L_A; \\
 dH &= H'_A - H_A.
 \end{aligned}
 \tag{3.44}$$

Проекції dB , dL виразимо у кілометрах на поверхні вихідного базового еліпсоїда за наступними формулами:

$$\begin{aligned}
 dx &= dB \cdot M; \\
 dy &= dL \cdot N \cdot \cos L; \\
 dz &= dH.
 \end{aligned}
 \tag{3.45}$$

Для вирішення задачі було задано сітку меридіанів і паралелей з кроком 10° градусів (від -80° до $+80^\circ$ за широтою і від -180° до $+180^\circ$ за довготою)[62].

3.2. Інтерпретація деформації еліпсоїда і поля напружень тектоносфери у результаті зміни швидкості і положення вісі обертання Землі

Розглянемо переміщення точок на поверхні еліпсоїда: в сучасну епоху, 65 млн років тому і 470 млн років тому (рис. 3.11) [210]. Загальна система переміщень відображає систему з двома вихорами, фокуси яких розміщені в районі екватора, а параметри деформації зсуву у них є мінімальними – приблизно 20 км. По мірі віддалення від цих епіцентрів параметри деформації зростають.

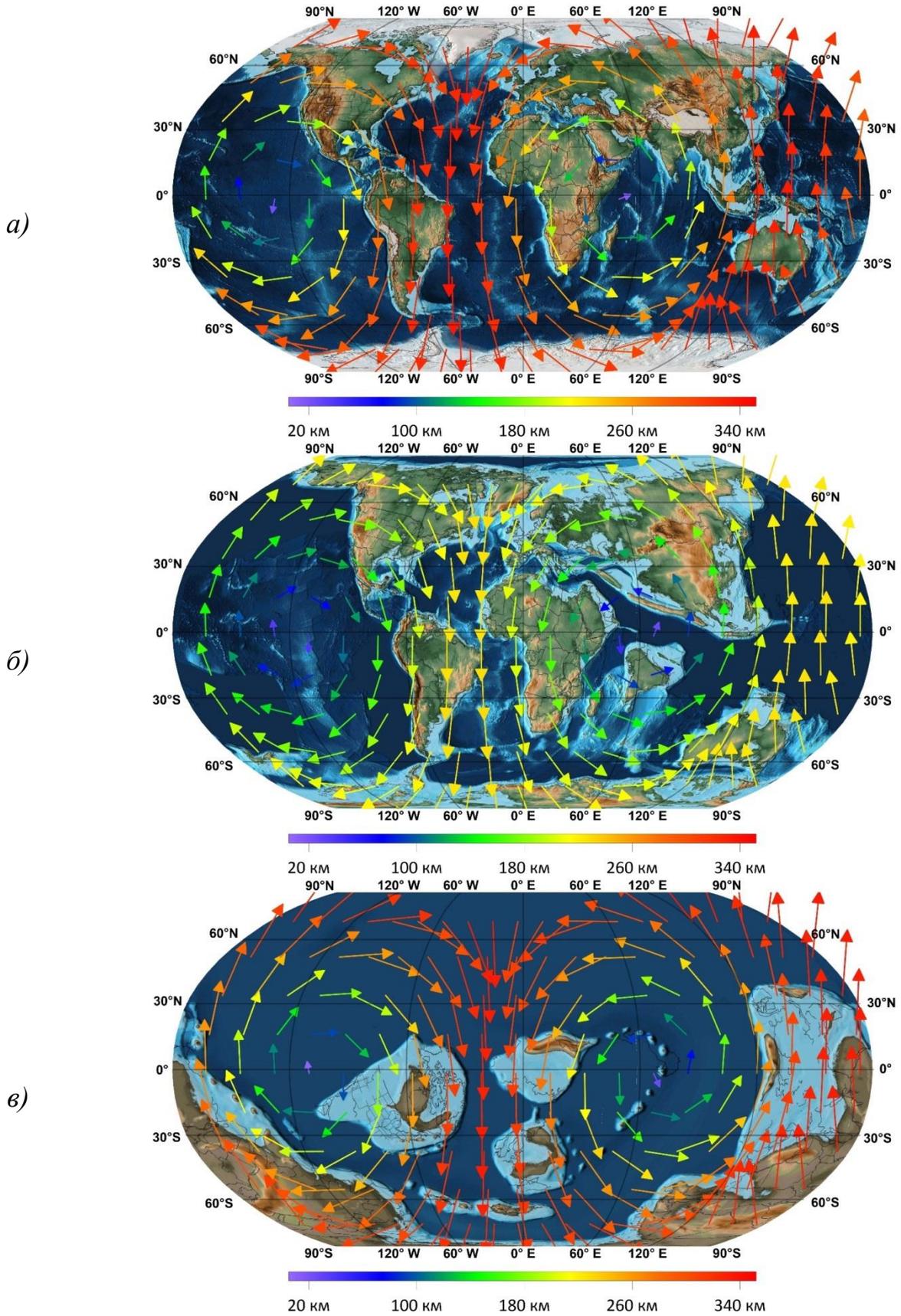


Рис. 3.11. Переміщення точок на поверхні еліпсоїда (км): *а)* – сучасна епоха, *б)* – 65 млн років тому, *в)* – 470 млн років тому [190]

З рисунку бачимо, що головні лінії деформації розташовані вздовж меридіанів, причому це смуги завширшки приблизно 50° за довготою. Їх максимальне значення складає приблизно 320 км у період 470 млн років тому. Також максимальні переміщення спостерігаються у полярних областях. Напрямки переміщення є протилежними у цих вихрах, і є абсолютно симетричними. В міру зміни параметрів переорієнтації фігур, означені епіцентри дещо переміщуються. Логічною є думка, що це має викликати постійну зміну напружень у корі, і відповідно зміну напруженого стану літосферної оболонки. Відтак повинен настати момент критичних напружень, що спонукає незворотні деформаційні процеси, що породжують лініаментні структури та розломи [61, 67].

Перейдемо тепер від зсуву до дилатації, яка виникає внаслідок зміни фігури. Наприклад, від сфери до двовісного еліпсоїда (рис. 3.12, б). Значення, які на ньому відображаються розраховані за виразом (3.31). Як відомо, дилатація – це зміна площі. Отже, на графіку синім кольором показані області фігури, де площа зменшується, а червоним – де збільшується.

Як бачимо на рис. 3.12, зона нульових деформацій проходить в районі 50 паралелі в північній і південній півкулях. Додатні значення коефіцієнту дилатації зосереджені навколо екватора, а від’ємні в полярних регіонах. Максимум і мінімум знаходяться на екваторі і полюсах відповідно.

Рис. 3.12, а побудований за даними обчисленими за виразом (3.30). Картина дещо відрізняється від рис. 3.12, б. Контур екваторіальної зони з додатнім коефіцієнтами набув форми смуги, яка то звужується, то розширюється. В місцях розширення розташовані 4 максимуми дилатації. Від’ємні коефіцієнти утворили овальні зони на полюсах.

Рис. 3.12, в ілюструє трансформацію тривісного еліпсоїда в двовісний. Тут спостерігається абсолютна симетрія, через 0 і 180-й меридіан проходять 6 овальних зон з максимумами, а по меридіанах -90° і $+90^\circ$ симетричні овали з мінімумами.

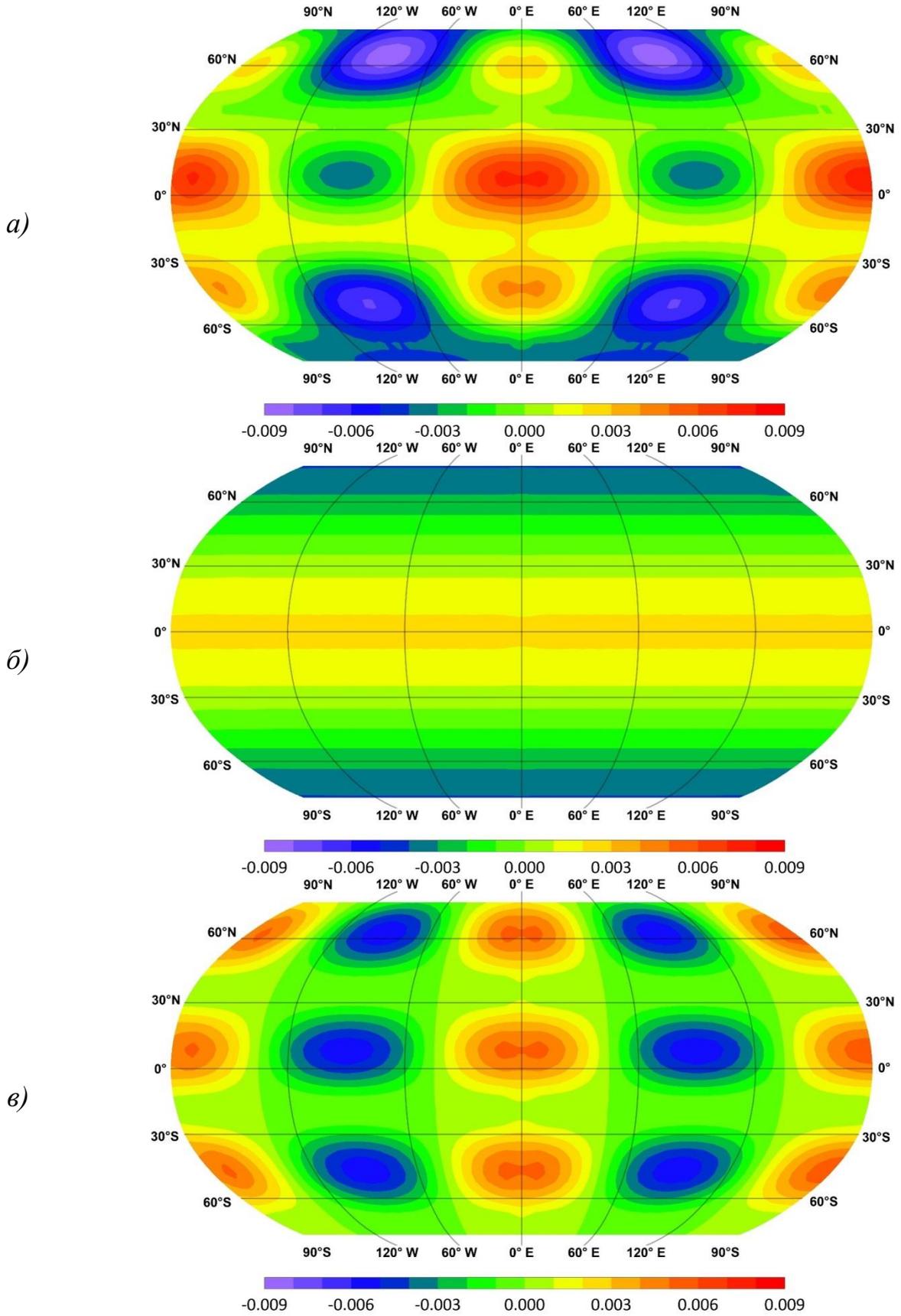


Рис. 3.12. Дилатація: а) – при трансформації тривісного еліпсоїда в сферу, б) – двовісного еліпсоїда в сферу, в) – тривісного еліпсоїда в двовісний.

На рис. 3.13 подані напруження, які виникають у пружній оболонці – еквівалентній літосфері при її переорієнтації приблизно на три градуси [213].

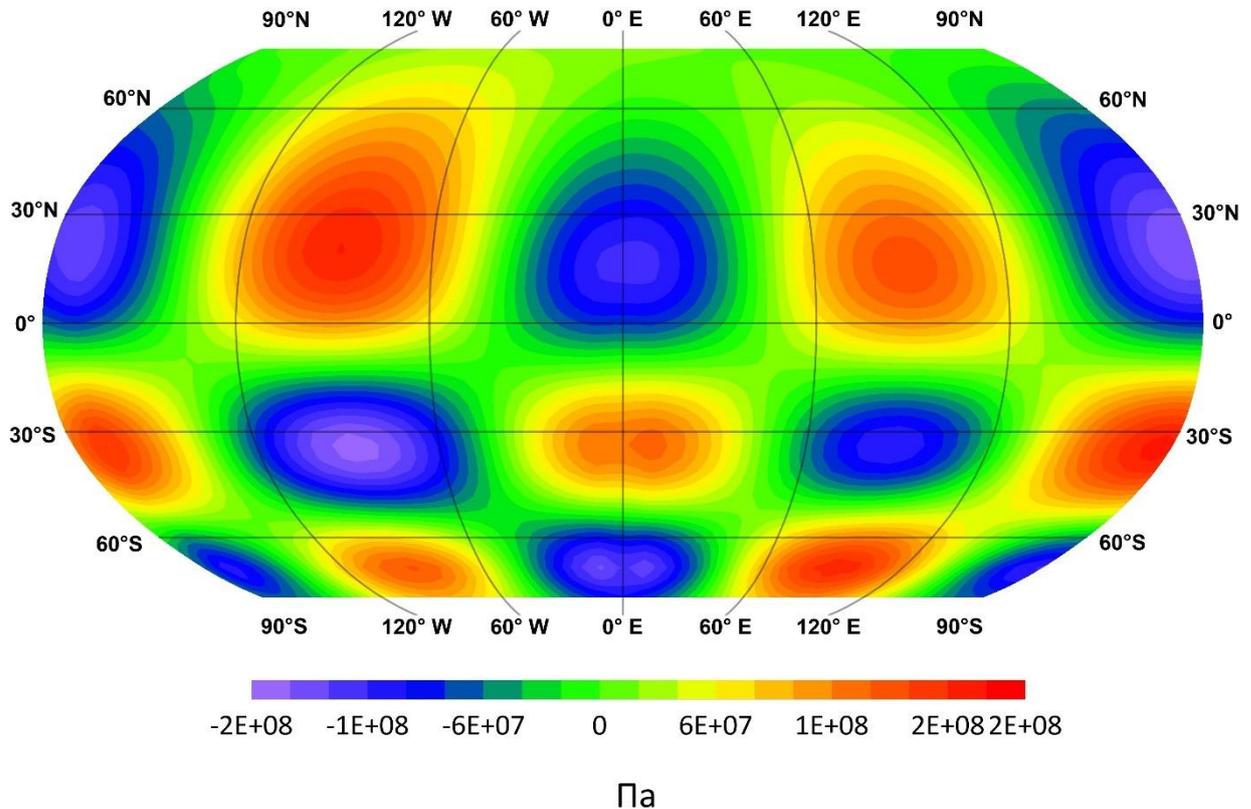


Рис. 3.13. Напружений стан літосфери внаслідок переорієнтації фігури [64]

Як бачимо з рисунку, максимальні напруження складають $\pm 2 \cdot 10^8$ Па. Побудована картосхема на основі рівняння (3.39), на додаток до визначених максимальних напружень, дозволяє розглядати лінії ізонапружень в якості граничних значень руйнування літосфери. Однак ми повинні взяти до уваги той факт, що може не зовсім коректно безпосередньо застосовувати означені формули, які отримані для абсолютно пружного стану, до явищ, що відбуваються протягом геологічних масштабів часу. Зауважимо також, що значення напружень призводить до відповідних деформацій, і рис. 3.13 буде подібним, тільки у відповідній шкалі значень деформацій.

Отже, дослідження деформацій зсуву, які виникають внаслідок переорієнтації тонкої твердої оболонки нашої планети показали, що на її поверхні утворюється поле зсувів. Вектори цього поля деформацій розміщені у

вигляді двох вихрів, а їх два фокуси розміщені поблизу екватора. Проаналізувавши їх, можна відзначити, що поблизу центрів вихрів значення є мінімальними, а на краях – максимальними. Вісі цієї системи вихрів є рухомими, що і проілюструвало моделювання на рис. 3.11.

В загальному можна сказати, що подані результати досліджень ілюструють геометричне пояснення сучасної теорії тектоніки плит, а також фізичне поле деформацій літосфери. Внаслідок відхилень двох основних фігур Землі, окремі блоки земної кори знаходяться у перманентному стані руху, що адекватно впливає на деформацію топології фігури, яка з часом буде змінювати своє значення у відповідності до кута повороту навколо вісі обертання. На нашу думку, це один з вірогідних чинників процесу, що запускає глобальні рухи літосферних блоків. В результаті відбувається трансформація фігури літосфери, яка характеризується зміною розмірів вісей еліпсоїдів, що описує поверхню літосфери, так і їх орієнтацією. В цьому випадку Землю можна розглядати як динамічну систему, в якій відбувається регулярна зміна об'єму, при загальній тенденції до його збільшення. Маса Землі залишається постійною, а сама Земля при цьому циклічно розширюється. З іншого боку, реалізація принципу мінімізації гравітаційної енергії, за умови сталості маси і моменту інерції планети, перетворює однорідну Землю в багатошарову [21].

3.3. Про роль тангенціальних масових сил обумовлених переорієнтацією узагальною фігури літосфери

Тангенціальні масові сили відіграють ключову роль у процесах деформації літосферних плит, зумовлених переорієнтацією фігури планети, зокрема її літосфери. Ці сили виникають внаслідок змін у фігурі Землі або іншої планети земної групи, які пов'язані з процесами перерозподілу мас всередині планети, її обертанням та змінами положення вісі обертання.

Тангенціальні масові сили – це сили, що діють у площині поверхні планети і виникають у відповідь на зміну рівноважного стану фігури Землі

внаслідок динамічних процесів. Вони є результатом відцентрових та гравітаційних сил, які перерозподіляють маси в мантії та літосфері через зміну швидкості обертання, деформацію фігури, або переорієнтацію вісі обертання планети. Основною причиною виникнення таких сил є зміни обертальних параметрів планети, які порушують її гідростатичну рівновагу.

Коли змінюється форма Землі від двовісного до тривісного еліпсоїда або від сфери до еліпсоїда обертання, відбувається перерозподіл мас у верхніх шарах мантії та літосфері, що викликає додаткові напруження. Оскільки літосфера не є однорідною оболонкою, ці сили нерівномірно розподіляються і створюють поля напружень, які можуть ініціювати як регіональні, так і глобальні тектонічні процеси.

Тангенціальні сили сприяють утворенню горизонтальних деформацій у літосфері. Вони є важливим механізмом, через який відбуваються деформації, що можуть викликати розломи, лінеаментні структури та інші форми деформацій на поверхні Землі. Ці сили проявляються особливо активно при змінах швидкості обертання Землі або при переорієнтації вісі її обертання.

Коли тангенціальні сили діють на великі маси літосферних плит, виникають зсуви і горизонтальні рухи, що призводять до перерозподілу напружень у верхніх шарах літосфери. Ці процеси можуть проявлятися у вигляді глобальних тектонічних рухів, утворення нових розломів або активізації існуючих геологічних структур. Системи розломів, утворені тангенціальними силами, можуть мати глобальне значення, оскільки такі сили можуть впливати на розподіл континентальних плит та зміну рельєфу поверхні.

Математичні моделі, що описують вплив тангенціальних сил, показують, що значні зміни обертових параметрів планети можуть призвести до суттєвих зсувів у системах плит. Наприклад, при переорієнтації вісі обертання Землі або Марса, як це було з нагір'ям Tharsis на Марсі, перерозподіл мас у мантії призводить до глобальних тектонічних змін.

Одним із ключових результатів моделювання є те, що сила обертання та масовий баланс планети можуть призводити до зміни фігури літосфери відносно геоїда. Внаслідок цього виникають гравітаційні та відцентрові сили, які спричиняють додаткові деформації, що проявляються у вигляді напружень у різних частинах планети. Інтенсивні напруження спостерігаються в областях, де відбувається найбільший перерозподіл мас, наприклад, на границях літосферних плит або в районах значних вулканічних підняттях.

Зміни в положенні вісі обертання мають прямий вплив на розподіл тангенціальних сил. Переорієнтація вісі обертання може призвести до зміщення тангенціальних полів напружень, що спричинить нові хвилі тектонічної активності. Цей процес може бути доволі тривалим, оскільки зміни відбуваються поступово протягом мільйонів років.

У випадках значних геологічних подій, таких як зростання великих вулканів або появи гігантських масивів на поверхні планети, тангенціальні сили можуть призводити до помітних змін у рельєфі планети та сприяти рухам літосферних плит. Такі зміни можуть бути джерелом появи нових тектонічних структур або активізації існуючих.

Підсумовуючи можемо сказати, що тангенціальні масові сили, обумовлені переорієнтацією фігури літосфери, відіграють важливу роль у процесах деформації поверхні планет земної групи. Ці сили, які виникають внаслідок перерозподілу мас при зміні обертальних параметрів планети, мають ключове значення для розуміння тектонічної активності на Землі та інших планетах, таких як Марс.

Моделювання впливу тангенціальних сил на літосферу дозволяє краще зрозуміти механізми виникнення великих тектонічних структур, розломів і зсувів, що відбуваються під впливом глобальних геодинамічних процесів.

3.4. Моделювання геоїда і руху полюса в геологічному часі

Одна з найважливіших проблем геодинаміки – вивчення переміщення літосферних плит. Знаючи точне значення параметрів переміщення плит (координати полюса обертання і кутову швидкість обертання), можна розв'язувати найважливіші геодинамічні та геодезичні задачі: побудову й уточнення земної системи координат, дослідження припливно-відливних явищ в океанах і земній корі, вивчення гравітаційного поля й ротаційних особливостей (зміну швидкості та вісі обертання) Землі. Згідно із плейт-тектонікою головним чинником формування глобального рельєфу земної поверхні є взаємодія рухомих в горизонтальному напрямку літосферних плит. Відповідно до цієї концепції повинна відбуватись зміна параметрів і орієнтація фігури поверхні літосфери. Окрім того, можна припустити, що кінематичні переміщення літосферних плит привносять певні зміни фігури геоїда і відповідно змінюють орієнтацію вісі обертання Землі. Обертання Землі є найважливішим чинником, що визначає параметри фігури рівноваги планети. Особливості обертового руху надають інформацію про внутрішню будову Землі, а варіації ротаційного режиму (швидкість обертання та переміщення полюсу) є реальним джерелом енергії тектогенезу. [50, 58]

Відомо, що у часових масштабах понад 1000 років більша частина Землі реагує як в'язка рідина. Якщо ми відстежимо географічне розташування (наприклад, географічну широту) точки на твердій поверхні, то наступні два динамічних процеси можуть призвести до великих відхилень цієї точки відносно вектора середнього кутового моменту інерції Землі: тектоніка плит (тобто мантийна конвекція) і справжнє полярне блукання (TPW). Зміна положення вісі обертання має зумовлювати суттєву перебудову напруженого стану Землі і, як наслідок, накладати відбиток на тектонічні процеси.

З метою поглибленого пізнання механізму динамічних процесів, в яких гравітація відіграє ключову роль, важливим є встановлення кореляційного

зв'язку між геоїдом та фізичною поверхнею літосфери. Порівнюючи сучасну карту геоїда з топографічною поверхнею, приходимо до широко відомого висновку про відсутність зв'язку висот геоїда з тектонічними структурами [46]. Довгохвильові висоти геоїда виявляють абсолютно незалежний розподіл по відношенню до найкрупніших тектонічних структур літосфери. Тому, можна висловити припущення, що планетарні форми геоїда ізостатично скомпенсовані або сформовані переважно глибоко розміщеними неоднорідними масами, а відтак переміщення літосферних плит, імовірно, не суттєво впливає на висоти геоїда в планетарному масштабі.

3.4.1. Визначення кореляційного зв'язку між висотами геоїда і фізичною поверхнею Землі

Щоб переконатись, що висловлене припущення має доказове підґрунтя, було вирішено виконати обчислення ковзних коефіцієнтів кореляції (ККК) між висотами геоїда і поверхнею літосфери для сучасної епохи. Прийнявши припущення, що статистична модель кореляційного зв'язку на сучасну епоху між згладженими висотами топографії і геоїдом залишається незмінною, можна побудувати геоїди для детермінованих минулих геологічних епох.

Для визначення ковзних коефіцієнтів кореляції (ККК) приймемо до уваги [54], що радіус зони ковзання повинен бути достатньо великим, щоб отримувана оцінка ковзного коефіцієнта кореляції або дисперсії була обґрунтованою, і одночасно достатньо малою, щоб давати локальну оцінку. Цей радіус ковзання підбирається емпіричним шляхом з моделювання різних варіантів і приймається таким, що охоплює на поверхні планети окіл протяжністю – 3 або 9 градусних трапедій [206].

Характеристикою кореляційного зв'язку між двома наборами даних є коефіцієнт кореляції. Якщо висоти рельєфу Землі позначити через H , а висоти геоїда – h , то отримаємо такий вираз для ковзного коефіцієнта кореляції (ККК):

$$r_{hH} = \frac{K_{hH}}{S_{0h}S_{0H}}, \quad (3.46)$$

де

$$K_{hH} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (h_i - \bar{h})(H_i - \bar{H}), \quad (3.47)$$

$$S_{0h} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (h_i - \bar{h})^2}, S_{0H} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2}, \quad (3.48)$$

де \bar{h} – середнє значення висоти геоїда у відповідному околі, \bar{H} – середнє значення висоти топографії у відповідному околі.

Для дослідження кореляційного зв'язку між висотами геоїда і висотами поверхні літосфери використовували дані для трапецій розміром $1^\circ \times 1^\circ$ за моделлю EGM2008 [152] та топографічні висоти ETOPO1 [100], а також моделі палеореконокструкцій PaleoDEM [186]. Переміщення центру околу ковзання здійснювалось через 1° по широті і довготі в 3-ох або 9-ти градусному околі ковзання, що передає глобальний характер кореляційної залежності і нівелює її локальні прояви.

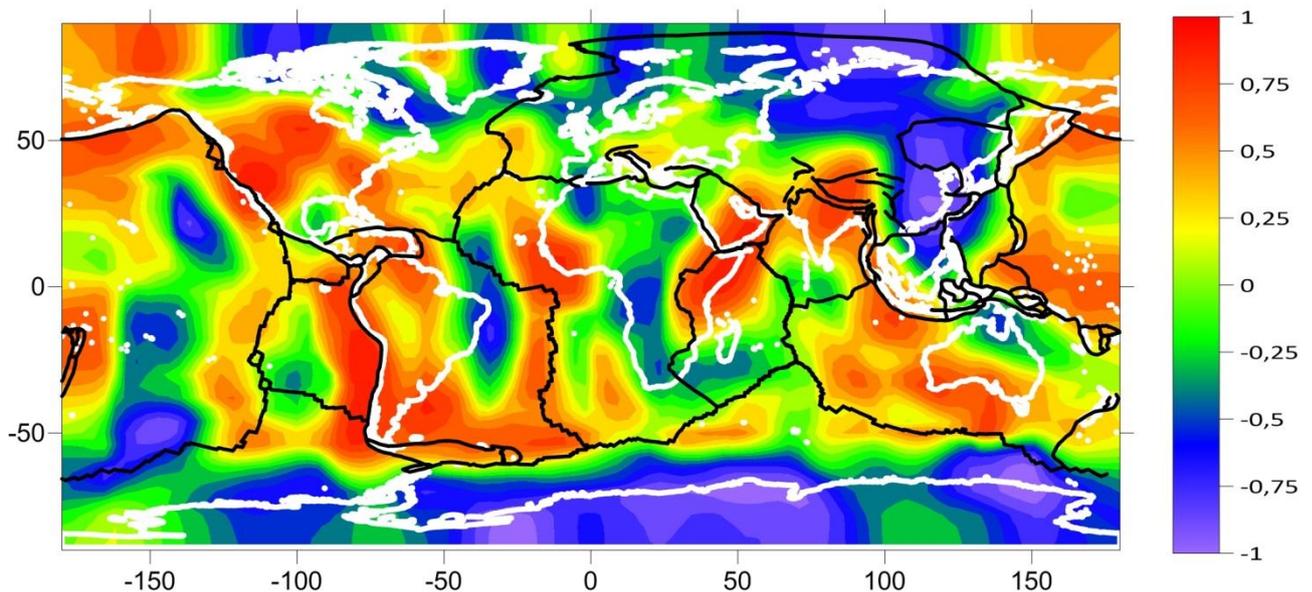


Рис. 3.14. ККК між висотами топографії і геоїдом для сучасної епохи з окілом $9^\circ \times 9^\circ$. Карту складено із використанням меж тектонічних плит наведених у [77].

Розглянемо отримані значення ККК з позицій ізостації. Аналізуючи рис. 3.14 та отримані цифрові значення ККК для детальнішого дослідження їх розподілу на поверхні Землі. Ми виявили значну асиметрію в ізостатичній компенсації південної і північної півкулі. На рис. 3.14 представлено глобальну карту коефіцієнтів кореляції між висотами топографії та висотами геоїду, що відображає просторову змінність кореляції в різних регіонах Землі. Коефіцієнти кореляції варіюються від -1.0 (сині області) до $+1.0$ (червоні області), що показано в шкалі праворуч. Опис кольорів:

- червоні зони (діапазон від $+0,5$ до $+1,0$) вказують на значиму пряму кореляцію, тобто в цих регіонах висоти топографії та геоїду змінюються узгоджено;

- сині зони (діапазон від $-0,5$ до $-1,0$) показують значиму обернену кореляцію, що свідчить про протилежні зміни висот топографії та геоїду;

- зелені та жовті зони (діапазон від $-0,5$ до $+0,5$) вказують на слабку або помірну кореляцію, де узгодженість між висотами топографії та геоїду менш виражена.

На карті коефіцієнтів кореляції між висотами топографії та геоїду можна помітити регіони з високими додатними та від'ємними значеннями кореляції, які пов'язані з особливостями тектоніки та структурою літосфери.

Піки прямої кореляції (червоні зони):

- Анди (Південна Америка) – в цьому регіоні спостерігається значима додатна кореляція, що вказує на узгодженість між висотами топографії та геоїду. Це можна пояснити високими гірськими масивами, які мають відповідну гравітаційну аномалію, що впливає на форму геоїду.

- Гімалаї (Південна Азія) – також демонструють значиму додатну кореляцію, де велика висота гірських вершин узгоджується з відповідними змінами у висотах геоїду.

– Ефіопське нагір'я та Східноафриканський рифт – у цьому регіоні, де активно відбуваються рифтогенез і вулканічні процеси, кореляція між топографією та геоїдом також є високою, що вказує на їх взаємозв'язок.

Піки негативної кореляції (сині зони):

– Тихоокеанські западини – регіони, такі як Маріанська западина та інші глибоководні зони в Тихому океані, демонструють сильну від'ємну кореляцію. Це означає, що низькі висоти топографії (глибокі западини) мають протилежну гравітаційну реакцію, відображену в геоїді.

– Північна Атлантика (регіон біля Ісландії) – у цьому регіоні також спостерігається від'ємна кореляція, можливо, через вплив середньоатлантичного хребта, де активні тектонічні процеси створюють особливості рельєфу, які не узгоджуються із висотами геоїду.

– Індійський океан (біля Сейшельських островів та Мальдів) – у деяких частинах Індійського океану можна побачити зони від'ємної кореляції, що може бути пов'язано з особливостями підводної топографії та гравітаційних аномалій, пов'язаних з рифтогенезом і океанічними хребтами.

На карті коефіцієнтів кореляції між висотами топографії та геоїду для Антарктиди видно специфічні особливості кореляційних показників, що пояснюється унікальними геофізичними умовами цього континенту.

Антарктида демонструє переважно обернену кореляцію між висотами топографії та геоїду (сині та зелені зони), що може бути пов'язано з наявністю товстого льодового щита, який накладається на основний рельєф і спричиняє гравітаційні аномалії. Льодовиковий покрив, що покриває континент, впливає на розподіл маси, що відрізняється від твердих гірських масивів, як у Гімалаях чи Андах. Низькі температури, велика товщина льоду і особливості підльодовикового рельєфу спричиняють гравітаційні зміни, які не повністю відповідають топографії твердого ґрунту під льодовиком.

Крім того, на краях Антарктичного континенту є області із слабкою прямою кореляцією, які зазвичай розташовані ближче до океану, де лід є

тоншим або взагалі відсутній. Це може свідчити про певну узгодженість між рельєфом і геоїдом у цих регіонах, можливо, через більш стабільну геологічну структуру основи.

Отже, кореляційна картина для Антарктиди свідчить про складну взаємодію між льодовиковим покривом, підльодовиковим рельєфом і геодинамічними процесами, які мають суттєвий вплив на гравітаційне поле. Антарктида є особливим випадком у глобальній картині кореляції, оскільки льодовиковий покрив значно модифікує гравітаційне поле, створюючи гравітаційні аномалії, що відрізняються від континентальних гірських систем.

Цей розподіл прямої та оберненої кореляції вказує на складну взаємодію між тектонічними структурами, гравітаційними аномаліями та рельєфом Землі. Високі додатні кореляції зазвичай пов'язані з гірськими районами, тоді як великі значення від'ємної кореляції часто відповідають океанічним западинам і тектонічно активним зонам, де висоти геоїду і рельєфу не є узгодженими. Ці дані можуть використовуватися для глибшого розуміння геофізичних процесів, що формують поверхню та гравітаційне поле Землі.

Якщо порівнювати висоти топографії в минулі епохи і сучасним геоїдом, то отримані значення ККК суттєво змінювались. Ілюстрацією проведених розрахунків ККК є зображення подані на рис. 3.15.

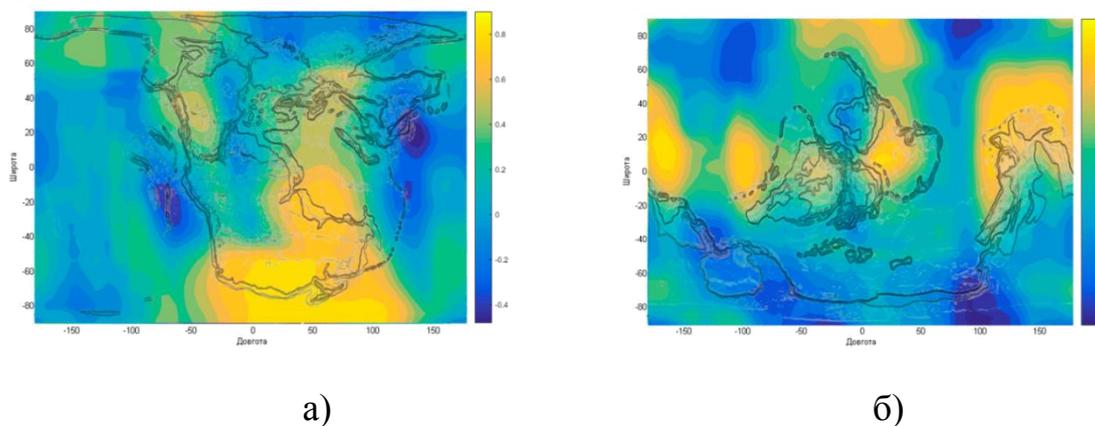


Рис. 3.15. ККК між висотами топографії і сучасним геоїдом для а) 200 млн років тому, б) 400 млн років тому

Отже, видима відсутність взаємозв'язку висот геоїда з будовою літосфери, вочевидь, обумовлена тим, що вони є інтегрованим результатом статистичної дії на гравітаційне поле Землі неоднорідностей мас, які відрізняються масштабом, глибиною залягання і знаком. Інтегральна дія неоднорідних мас на гравітаційне поле приводить до появи складної інтерференційної картини, що знайшла віддзеркалення на картах геоїда. Тому, дослідження характеру взаємозв'язку ондуляцій геоїда з тектонічними структурами літосфери необхідно проводити з урахуванням цієї інтеграції.

Найбільш чіткі і достовірні взаємовідношення висот геоїда з топографією можуть бути отримані при допомозі так званих залишкових геоїдів, які можна обчислити шляхом поступового виключення значень висот істинного геоїда, які пов'язані з неоднорідностями мас різних рівнів, що складають планету (наприклад, послідовне виключення впливу неоднорідностей кори, літосфери, мантії). Але ця процедура розділення гравітаційного поля є досить невизначеною та складною в сенсі зібрання та інтерпретації даних і тому тут не використовувалась. Натомість, ми виконували осереднення з різними радіусами околу ковзання, які з певною достовірністю можуть характеризувати вплив рельєфу літосферних плит і мантійних неоднорідностей на кореляційний зв'язок і представили результати для радіусу ковзання, що охоплює 9 градусну трапецію. Аналіз карт кореляційного зв'язку висот геоїда з топографією для Землі в глобальному масштабі осереднення даних виявляє великий розкид значень ККК на поверхні Землі. Однак, в цілому можна відзначити, що основна частина континентальних виступів характеризується зворотною оберненою формою кореляційного зв'язку висот залишкового геоїда і рельєфу. Для океанів в рівній мірі характерний як зворотнийпрямий, так і прямий обернений зв'язок. Найбільш великі значення ККК охоплюють околиці континентів і океанів, тобто місця, які відрізняються найбільшою контрастністю висот рельєфу та структурою земної кори.

Отже, прийнявши припущення, що статистична модель кореляційного зв'язку на сучасну епоху між висотами топографії і геоїдом залишається незмінною, можна побудувати геоїди для детермінованих минулих геологічних епох. Таке припущення засноване на тому розумінні, що планетарний геоїд, тобто довгохвильові амплітуди висот геоїда зумовлені переважно глибинними неоднорідностями мас [46, 58].

Базовим алгоритмом для таких побудов служить запропонована модель коваріаційного зв'язку висот геоїда і топографії поверхні літосфери в сучасну епоху. В основу зазначеного підходу покладено співвідношення для визначення висот палеогеоїда $h_{\text{палеогеоїд}}$ через висоти геоїда $h_{\text{сучасн.геоїд}}$, які визначаються за моделлю гравітаційного поля

$$(h_{\text{палеогеоїд}})_i = (h_{\text{сучасн.геоїд}})_i + k(H_{\text{вис. PaleoDem}})_i, \quad k = \frac{\sum_{j=1}^n h_j H_j}{\sum_{j=1}^n (H_j^2)}. \quad (3.49)$$

де k – передавальна функція (коваріація) розрахована за наборами осереднених даних в 1-градусних трапеціях висот геоїда h_j і висот топографії поверхні літосфери H_j в сучасну епоху, n – кількість трапецій, які потрапляють в окіл ковзання.

Таким чином, маючи значення висот рельєфу та висот геоїда, попередньо осереднені в межах трапецій $1^\circ \times 1^\circ$, та встановивши окіл ковзання еквівалентним площі планетарного масштабу осереднення даних, можна обчислити прогнозовані висоти геоїда (палеогеоїда) на минулі геологічні епохи, використавши висоти топографії отримані з моделей палеорекоконструкцій (PaleoDEM) і прийнявши припущення про незмінну модель коваріаційного зв'язку між висотами поверхні літосфери та геоїда, яка встановлена на сучасну епоху [59].

Для виконання обчислень ми скористались відомими висотами топографії, взятими із баз даних моделей палеорекоконструкцій [186]. Для прикладу, тільки для геологічних епох 200, 400 і 540 млн років тому на рис.

3.16 – рис. 3.27 подані зображення модельних палеореко́нструкцій материків і відповідних палеогеоїдів (картосхеми побудовані за наборами відповідних цифрових даних) та кумулятивні криві висот топографії і палеогеоїда. Розглядаючи картосхеми палеогеоїдів, що зображені на рис. 3.17, 3.18, 3.21, 3.22, 3.25, можна помітити не великі зміни у висотах внаслідок різного осереднення даних по трапеціях $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ і $9^{\circ}\times 9^{\circ}$.

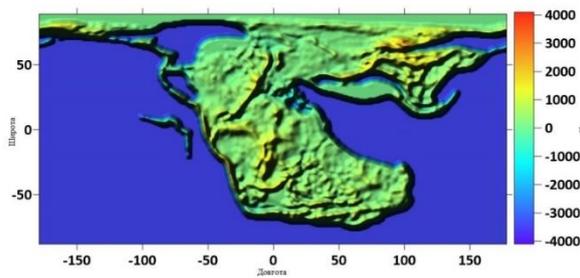


Рис. 3.16. Топографія 200 млн років.

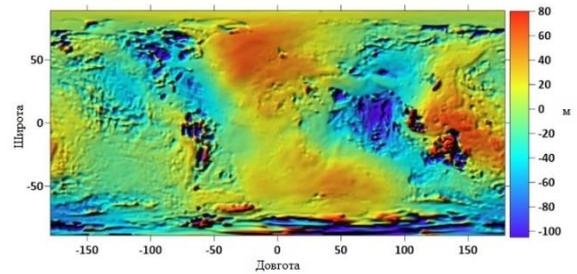


Рис. 3.17. Палеогеоїд 200 млн років.

Розмір трапецій $3^{\circ}\times 3^{\circ}$.

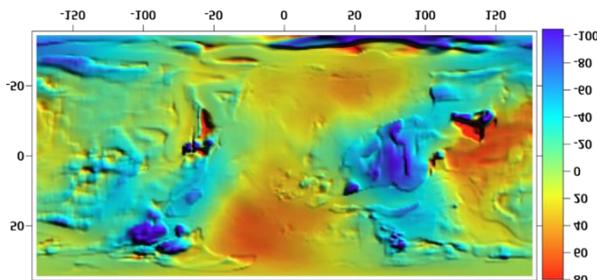


Рис. 3.18. Палеогеоїд 200 млн років.

Розмір трапецій $9^{\circ}\times 9^{\circ}$.

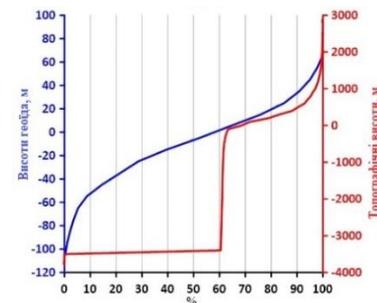


Рис. 3.19. Кумулятивні криві висот

топографії і палеогеоїда 200 млн

років.

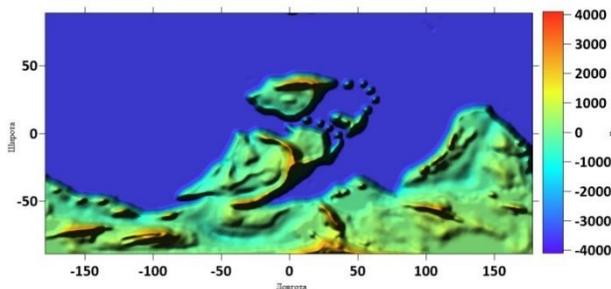


Рис. 3.20. Топографія 400 млн років.

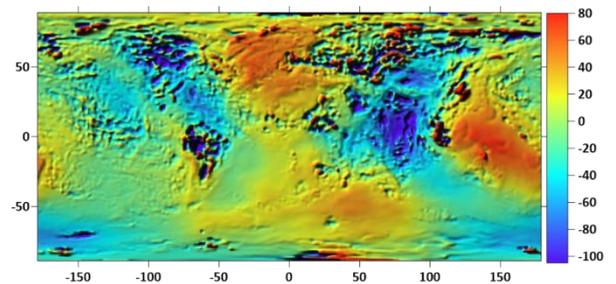


Рис. 3.21. Палеогеоїд 400 млн років.

Розмір трапецій $3^{\circ}\times 3^{\circ}$.

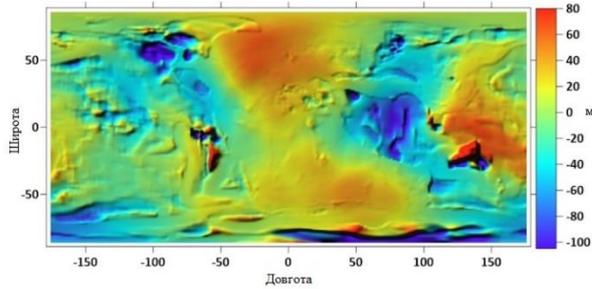


Рис. 3.22. Палеогеоїд 400 млн років.
Розмір трапецій $9^\circ \times 9^\circ$.

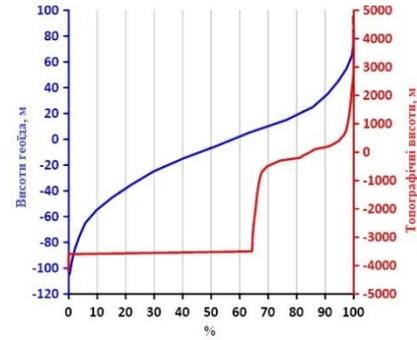


Рис. 3.23. Кумулятивні криві висот
топографії і палеогеоїда 400 млн
років.

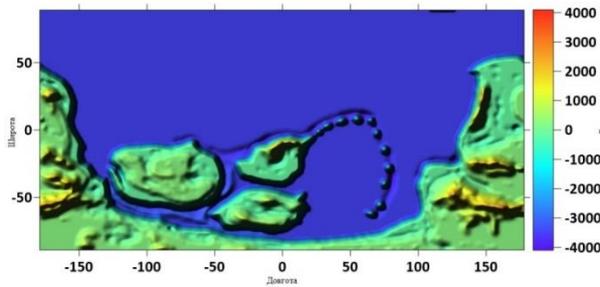


Рис. 3.24. Топографія 540 млн років.

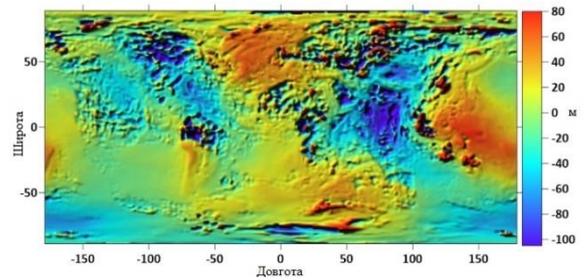


Рис. 3.25. Палеогеоїд 540 млн років.
Розмір трапецій $3^\circ \times 3^\circ$.

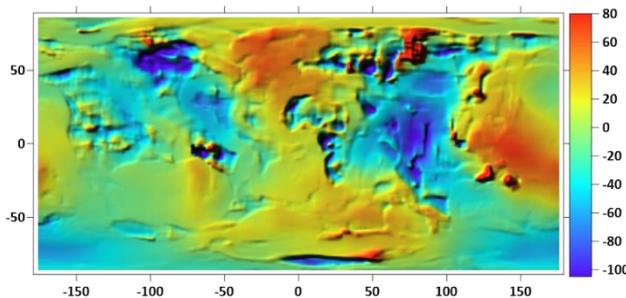


Рис. 3.26. Палеогеоїд 540 млн років.
Розмір трапецій $9^\circ \times 9^\circ$.

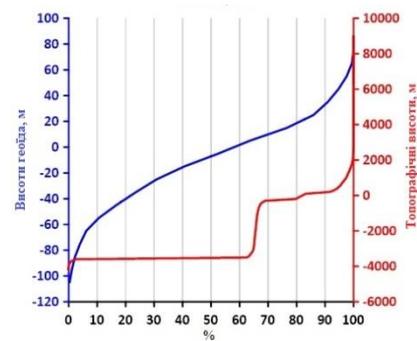


Рис. 3.27. Кумулятивні криві висот
топографії і палеогеоїда 540 млн
років.

У Додатку А подані картографічні зображення модельних палеогеоїдів у проекції Робінсона, висоти яких обчислювались за формулою (3.49) з врахуванням висот топографії з моделей палеорекострукцій (PaleoDEM) через

5 млн років в інтервалі від сьогодні до 540 млн років тому з осередненням даних по трапеціях $9^\circ \times 9^\circ$.

3.4.2. Моделювання справжнього полярного блукання (TPW)

Вісь обертання Землі перетинає поверхню на географічних північному та південному полюсах. Зазвичай, географічні полюси не є стабільними і вони рухаються відносно поверхні, тобто географічне положення спінової вісі змінюється. Це явище називається полярним рухом, що відрізняється від поняття зовнішніх моментів, пов'язаних з прецесією рівнодень і нутацією у небесній системі відліку. В геологічному часі полярний рух також відомий як справжнє полярне блукання (TPW). За останнє десятиліття моделювання TPW досягло значного прогресу. Однак ідея про те, що полярне блукання (PW) має місце, дискутується в науковій спільноті з кінця 18 століття. В статті [129] зазначено, що з часів Кельвіна в 1863 році і до роботи, опублікованої Голдом в 1955 році [109], ряд кваліфікованих фізиків вважали, що полярне блукання було не тільки можливим, але навіть неминучим, якщо довгострокова реологія планети була непружною. Геологи, палеонтологи та палеокліматологи припускали, що екватор Землі мав бути розташований далеко від його теперішнього положення в далекому геологічному минулому. А на початку 1950-х років палеомагнетологи надали кількісні докази того, що географічні широти окремих континентів справді змінювалися з часом, отже, миттєвий географічний полюс або полюс обертання переміщався відносно більшості континентів. Шлях, яким рухався полюс в геологічному минулому, був названий «очевидним/справжнім» полярним блуканням (або APWP), оскільки було незрозуміло, полюс чи континент перемістився [92]. Невдовзі стало зрозумілим, що континенти (точніше, тектонічні плити) переміщалися відносно один одного і що значна частина APW насправді була спричинена цими відносними рухами. Тому ключовим питанням є розуміння того, чи залишилася частина полярного блукання, яка була б характеристикою для «ротаційного

режиму Землі в цілому» і яка не була б врахована тектонікою плит. Ця частка є тим, що зазвичай називають «справжнім» полярним блуканням (TPW) [92]. Важливо зауважити, що розрізняють дрейф материків і справжнє полярне блукання. Якби відбулося будь-яке справжнє полярне блукання, воно виглядало б як жорстке обертання літосфери відносно фіксованої вісі обертання. TPW може бути результатом відцентрових сил, що діють на аномальні маси, розподілені на або всередині Землі, наприклад, надмірна маса призведе до повільної деформації Землі та зміни її вісі обертання, змушуючи масу рухатися до екватора без зміщення відносно до твердої Землі. В абсолютній астрономічній системі відліку напрямком обертання фіксований, однак додатні маси дрейфують до екватора, а від'ємні в протилежний бік. Тому взаємне положення вісі обертання змінюється відносно розподілу маси. Зміна вісі обертання спричиняє деформацію Землі, а зміна форми змушує вісь рухатися далі, доки асимптотично не наблизиться до нової рівноваги. Отже, геодинамічну еволюцію фігури Землі можна розглядати як наслідок процесу перерозподілу її маси, в силовому полі, що динамічно змінюється. Самі процеси переходу від одного стану рівноваги до іншого реалізуються в різних часових і просторових масштабах в планетарному полі геодеформації зі зміною характеристик геоїда. Для сучасної геологічної епохи справжнє полярне блукання (TPW) є відносно невеликим, але прості теоретичні міркування припускають, що воно могло бути більшим в інші епохи. Тому, моделювання TPW викликає неабиякий інтерес і прогрес в дослідженнях за цим напрямком в науках про Землю помітно зростає. Огляд сучасних досліджень TPW можна знайти в роботах [69, 92].

У геологічних часових масштабах рух глобальних плит реконструюється за геомагнітними розворотами, зареєстрованими на серединно-океанічних хребтах і треках гарячих точок. Поєднуючи їх з палеомагнітними даними з континентів, можна визначити "справжнє" положення вісі обертання [93], оскільки воно збігається з магнітним диполем Землі. Це "Істинне/справжнє

полярне блукання" (TPW) може бути змодельоване геодинамічно, оскільки вісь обертання переміщається за віссю максимальної інерції, яка може бути визначена за геоїдом 2-го порядку в розкладі висот за сферичними функціями [69]. Таким чином, особливості неоднорідного розподілу мас планети, які можуть залягати аж до ядра, і їх еволюційний перерозподіл за рахунок мантийної конвекції, що безпосередньо впливає на різні просторові довжини хвиль висот геоїда, також є важливою інформацією для визначення TPW.

Для негідростатичного сучасного геоїда переважно домінують три великі аномалії: область з аномально високим гравітаційним потенціалом в екваторіальній частині Тихого океану; інша – простягається від Гренландії через Африку до південно-західної частини Індійського океану; і напівсуцільна низька область, що проходить від Гудзонової затоки через Сибір до Індії і далі до Антарктиди. Жодна з цих трьох високоамплітудних (понад 60 м) і довгохвильових аномалій не відповідає сучасним сучасному межах розміщенню тектонічних плит [89]. Отже, найбільш вірогідною причиною великих довгохвильових особливостей амплітуд геоїда є конвекція нижньої мантиї, яка однак не відображає тісної кореляції з рухами плит. Більш того, TPW є значним масштабним геодинамічним процесом, який, з точки зору руху континентів, може навіть домінувати над тектонікою плит протягом певних періодів історії Землі.

За результатами отриманих наборів даних висот палеогеоїдів, виконавши їх апроксимацію семипараметризованим еліпсоїдом, визначимо положення змін руху полюса "True Polar Wander" (TPW) внаслідок переміщення літосферних плит на певних проміжках геологічного часу.

Приймаючи до уваги вищенаведене, ми поставили перед собою завдання отримати параметри руху полюсу TPW в масштабах геологічного часу, використавши моделі палереконструкцій і отримані висоти палеогеоїдів. Отже, за побудованими моделями висот палеогеоїдів, для яких були використані набори цифрових даних на сітці $1^\circ \times 1^\circ$ через 5 млн років в інтервалі від

сьогодення до 540 млн років тому ми отримали параметри семипараметризованих еліпсоїдів, що представляють ці палеогеоїди. В табл. 3.4 подані результати апроксимації висот сучасного геоїда і палеогеоїдів для геологічних епох 200, 400 і 540 млн років тому. Результати апроксимації висот всіх палеогеоїдів у Додатку Б.

Таблиця 3.4.

Результати апроксимації висот сучасного геоїда і палеогеоїдів для геологічних епох 200, 400 і 540 млн років тому

Модель геоїда	x_0 , м	y_0 , м	z_0 , м	ρ_0	a_x , м	b , м	ζ ,''	Зміщення полюса вздовж меридіана, м
EGM008 3°x3°	0.001	0.003	0.045	0.045	6378136.889	6356752.215	0.179	5
EGM008 9°x9°	-0.000	0.000	0.043	0.043	6378136.730	6356752.088	0.179	5
200 млн років 3°x3°	-0,024	-0,241	0,151	0.285	6378134,241	6356749,874	1.302	39
200 млн років 9°x9°	0,120	0,059	0,055	0.144	6378133,436	6356748,788	0.504	15
400 млн років 3°x3°	-0.074	-0.144	0.037	0.167	6378133.640	6356748.973	1.366	41
400 млн років 9°x9°	0.018	0.038	0.043	0.060	6378132.996	6356748.312	0.716	21
540 млн років 3°x3°	-0.009	0.001	0.006	0.011	6378137.841	6356753.163	0.028	1
540 млн років 9°x9°	-0.005	0.178	0.154	0.236	6378134.386	6356749.735	0.179	5

На рис. 3.28 подані два графіки, які показують зміни TPW вздовж меридіану через кожні 5 млн років до 540 млн років тому. Синім кольором

відображений рух полюсу малої вісі еліпсоїда внаслідок переміщення континентів у моделях PaleoDEM [186]. Максимальне відхилення полюса малої вісі від північного полюса Землі не перевищує 375 км, що може вказувати на критичну величину відхилення географічного полюса від вісі обертання Землі для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні. Червоним кольором показані результати визначення TPW за моделями палеогеоїдів. Найбільша амплітуда на графіку досягає приблизно 29 м. Зауважимо, що представлені результати узгоджуються за своєю спів розмірністю з результатами спостережених середніх положень полюсів з 1900 року за даними Міжнародної служби обертання Землі та референцних систем [123].

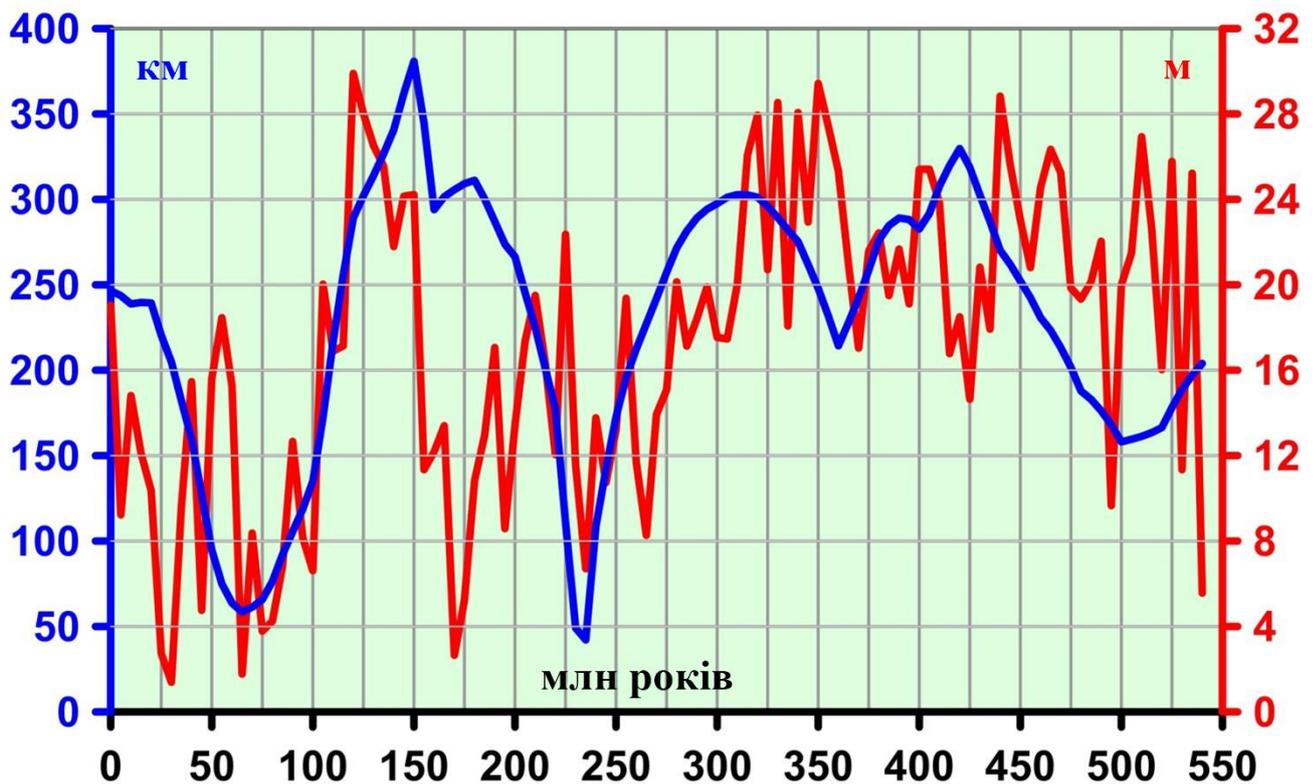


Рис. 3.28. Результати моделювання зміни положення полюса вздовж меридіану в масштабі геологічного часу

Відзначимо, що коефіцієнт кореляції між двома наборами даних (положення полюса) показаних на графіку становить 0,41 в довірчому інтервалі від 0,24 до 0,56 з ймовірністю 95% [211]. Ці графіки демонструють коливання амплітуд руху полюса, що вказують на зміни у висотах топографії і палеогеоїдів

у різні геологічні епохи. Зміни амплітуд руху полюса є нерівномірними та періодичними, що може бути обумовлено різним розміщенням материків в цифровій моделі рельєфу PaleoDEM. Також періодичні коливання полюса на графіку можуть свідчити про те, що Земля коливається навколо своєї вісі, що додатково створює блукання полюса.

Отже, зміни амплітуд руху полюса є нерівномірними та періодичними, що може бути обумовлено різним розміщенням материків в цифровій моделі рельєфу PaleoDEM. TPW може бути обумовлено рухом літосферних плит, гравітаційними та ротаційними силами, що діють на внутрішню структуру Землі від літосфери до внутрішнього ядра, а також циклічною геодинамічною нестабільністю, яка проявляється як секулярні варіації форми Землі та гравітаційного поля [198].

Виконане моделювання узагальненої фігури літосфери показало наявність відхилення малої вісі фігури фізичної поверхні планети від вісі обертання $\sim 3^\circ$, що може впливати на напружено-деформований стан літосфери і відповідно активізувати тектонічні процеси на Землі. Найбільші підняття і опускання одного еліпсоїда над другим, що узагальнено представляють літосферу Землі і геоїд, становлять 950 м і це підняття приводить до виникнення тангенціальних масових сил.

Ми скористались цифровими моделями рельєфу палеорекострукцій літосфери PaleoDEM, які є статистично найнадійнішими оцінками, доступними на сьогоднішній день, і за виконаними дослідженнями переконались, що переміщення літосферних плит не суттєво змінює висоти планетарного геоїда. Однак, з іншого боку, ми припускаємо, що дослідження TPW за моделями палеогеоїдів, з якими пов'язані переміщення літосферних плит через вплив мантийної конвекції, надають нові уявлення про зміщення полюса в геологічному часі. Основний висновок отриманих результатів полягає в тому, що амплітуди таких зміщень можуть досягати до 30 м вздовж меридіану.

Отже, отримані результати не лише поглиблюють наше розуміння динамічних процесів, що формують сучасну і майбутню геодинамічну еволюцію планети, але й надають цінну інформацію для вивчення історичної конфігурації геоїда і континентів Землі та геодинамічно змодельованого полярного блукання полюса.

Висновки до третього розділу

Третій розділ присвячений детальному аналізу процесів, що обумовлюють горизонтальні деформації та напружений стан літосферної оболонки внаслідок трансформації фігури Землі. Окрему увагу приділено варіаціям обертового руху планети, які спричиняють зміну топології поверхні літосфери протягом геологічної історії, збурюючи рівноважний стан літосфери та блукання полюсу TPW.

1. Встановлено, що зміни кутової швидкості і переорієнтація поверхні відносно геоїда є домінуючими факторами, що впливають на рівноважний стан планети та спричиняють перенесення мас і відповідні деформаційні зрушення.

2. Результати моделювання підкреслюють значення гравітаційних і відцентрових сил, які формують напружено-деформоване поле в літосфері. Це поле підтримується динамічною реакцією на перерозподіл мас, що супроводжує глобальні тектонічні процеси.

3. Застосування механіко-математичних моделей для дослідження ротаційних і тангенціальних сил в умовах динамічного перерозподілу мас у літосфері Землі дозволяє поглибити розуміння процесів, які спричиняють напружено-деформований стан у літосфері. Розрахунки напружень і деформацій, обумовлених трансформацією фігури планети, свідчать про критичні рівні напружень, які призводять до руйнування і формування нових тектонічних структур. Вивчення цих сил може слугувати основою для подальшого аналізу механізмів глобальної тектоніки та прогнозування їхніх наслідків у контексті довготривалих геологічних змін.

4. Виконане моделювання узагальненої фігури літосфери показало наявність відхилення малої піввісі фігури фізичної поверхні планети від вісі обертання $\sim 3^\circ$, що може впливати на напружено-деформований стан літосфери і відповідно активізувати тектонічні процеси на Землі.

5. Отримані результати з визначення блукання полюсу (TPW) за моделями палеогеоїдів, з якими пов'язані переміщення літосферних плит, надають нові уявлення про зміщення полюса в геологічному часі. Основний фактор полягає в тому, що амплітуди таких зміщень можуть досягати до 30 м вздовж меридіану.

6. Зміни амплітуд руху полюса є нерівномірними та періодичними, які імовірно обумовлені циклічною геодинамічною нестабільністю, що проявляється як секулярні варіації форми Землі та гравітаційного поля через вплив перерозподілу мас Землі від літосфери до внутрішнього ядра впродовж геологічного часу.

Висновки

У дисертаційній роботі представлено комплексне дослідження, що охоплює моделювання та картографування планетарних геодинамічних процесів, зокрема змін фігури Землі в контексті її тектонічної активності та обертових процесів в геологічному часі. В результаті виконаного дослідження отримані такі основні наукові та практичні результати:

1. Проаналізовано основні теорії та моделі структурної будови Землі за літературними джерелами і акцентовано на необхідності інтеграції міждисциплінарних методів дослідження для глибшого розуміння еволюції Землі та побудови її геодинамічної моделі, що є важливим підґрунтям для подальших наукових досліджень у галузях геодинаміки, геофізики і геотектоніки.

2. За результатами моделювання наборів даних висот топографії для сучасних моделей і моделей палеорекоконструкцій материків і океанічного дна (PaleoDEM) виявлені закономірності у тривалих геологічних процесах, які визначають тенденції змін параметрів фігури Землі, зокрема в аспекті трансформації двовісного еліпсоїда в тривісний протягом останніх 540 млн років. Визначено, що максимальне відхилення полюса малої вісі еліпсоїда від північного полюса Землі становить $\sim 3^\circ$ для 108 отриманих еліпсоїдів за даними PaleoDEM, які апроксимують поверхню літосфери для різних геологічних епох, що може вказувати на критичну величину відхилення географічного полюса від вісі обертання Землі для будь-якої конфігурації розміщення материків і водної поверхні.

3. Визначено найбільше підняття і опускання одного еліпсоїда над другим, що узагальнено представляють літосферу Землі і геоїд, яке становить 950 м, і це підняття приводить до виникнення тангенціальних масових сил (ТМС). Враховуючи максимальне значення ТМС, яке становить 210 мГал (при в'язкості 10^{19} Па·с, і товщі астеносферного шару 200 км), отримано оціночне

значення швидкості переміщення літосферних плит ~ 40 мм/рік. Поверхневий натяг літосфери внаслідок дії ТМС призводить до дрейфу материків (текучому переміщенню поверхневого шару літосфери). Максимальні вихрові тангенціальні сили співпадають з зонами, де відбуваються глибокофокусні потужні землетруси, і загалом тектонічна активність є найвищою.

4. Встановлено, що для великих площ літосферних плит спостерігаються систематичні односпрямовані відхилення прямовисної лінії від нормалі до поверхні. За наявності стійкого градієнта поверхні на площах у перші тисячі кілометрів (океанські частини літосферних плит) ТМС можуть створити додаткові стискаючі або розтягуючі горизонтальні напруження $\sim 5 \cdot 10^7$ Па. Ці сили, накопичуючись в товщі літосфери, здатні подолати рівень дотичних напружень і тому вони можуть розглядатися як джерело руху плит у контексті альтернативи загальномантійній конвекції.

5. Кластерний та кореляційний аналіз співставлення векторного поля ТМС з полем переміщень тектонічних плит за даними напрямків руху ГНСС-станцій та руху материків за моделлю Global Strain Rate Map (GSRM) надало кількісне підтвердження припущень щодо можливого впливу цих сил на механізм руху тектонічних плит. Планетарна картина розподілу векторів ТМС переважно добре корелює з напрямком векторів горизонтальних зміщень перманентних ГНСС-станцій.

6. Отримані результати блукання полюсу за моделями палеогеоїдів, з якими пов'язані переміщення літосферних плит, поглиблюють наше розуміння динамічних процесів, що формують теперішню і майбутню геодинамічну еволюцію планети та моделювання руху (TPW) в геологічному масштабі часу. Основний фактор полягає в тому, що амплітуди таких зміщень можуть досягати до 30 м вздовж меридіану, що узгоджується з результатами спостережених середніх положень полюсу (15 м) з 1900 року і до тепер за даними Міжнародної служби обертання Землі та референціальних систем. Зміни амплітуд руху полюса є

нерівномірними та періодичними, які обумовлені циклічною геодинамічною нестабільністю.

Список використаних джерел

1. Авсюк, Ю. Н., Зверев, В. П., Макаров, В. И., та ін. (1999). Энергетика экзогенных геологических процессов. У Опасные экзогенные процессы (с. 49–86).
2. Авчан, В. Г., & Озерская, Н. И. (1985). Геофизические методы изучения осадочного чехла.
3. Артюшков Е. В. (1979). Геодинамика..
4. Белоусов, В. В., & Павленкова, Н. И. (1978). Глубины до границы Мохоровичича на территории СССР. Геотектоника, 12(4), 36-45.
5. Блинов, В. Ф. (2011). Растущая Земля: из планет в звезды. Електронна монографія. Київ, 305с.
6. Божко, Н. А., & Баркин, Ю. В. (2009). Дисимметрия тектонических процессов в ходе суперконтинентальной цикличности как динамические следствия относительных полярных смещений ядра и мантии Земли. У Матер. 42-го тект. совещания (Т. 1, с. 66–70).
7. Гзовский М. В. (1975). Основы тектонофизики. 536с.
8. Голиздра, Г. Я. (1988). Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. 212с.
9. Гончаров, М. А. (2009). Подъем с всесторонним горизонтальным растяжением Антарктики и опускание с всесторонним горизонтальным сжатием Арктики как следствие северной компоненты дрейфа континентов. У Матер. 42-го тект. совещания (с. 151–155).
10. Грушинский, Н. П. (1976). Грушинский НП Теория фигуры Земли.
11. Довбнич, М. М. (2008). Нарушение геоизостазии и напряженное состояние тектоносферы. Геофиз. журн, 30(4), 123.
12. Довбніч, М. М. (2010). Геотектонічна і геодинамічна роль полів напружень, обумовлених порушенням рівноважного стану Землі.
13. Долицкий, А. В. (1985). Образование и перестройка тектонических структур.

14. Ермаков, В. М., Борисенко, В. П., & Кармазинова, Н. В. (1989). Геологическая структура и геофизические поля Евразии.
15. Жарков, В. Н. (1978). Внутреннее строение Земли и планет.
16. Кабан, М. К. (1988). Модели изостатического равновесия земной коры.
17. Коптев, А. И., & Ершов, А. В. (2010). Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений. Физика Земли, (12), 66-81.
18. Красовский, Ф. Н. (1947). О некоторых научных задачах астрономо-геодезии в связи с изучением твердой оболочки Земли. Тр. Инст. теоретич. Геофизики АН СССР, 2, 3–21.
19. Красовский, Ф. Н. (1955). Избранные сочинения (Т. 3). Геодезиздат.
20. Кропоткин, П. Н., & Трапезников, Ю. А. (1963). Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами. Изв. АН СССР. Сер. геол, (11), 32-50.
21. Кузнецов, В. В. (2005). Принцип минимизации гравитационной энергии Земли и механизмы его реализации. Вестника Отделения наук о Земле РАН. Электронный научно-информационный журнал, (1), 23.
22. Левин, Б. В. (2002). Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах. У Фундаментальные проблемы общей тектоники (с. 444–461).
23. Личков, Б. Л. (1960). Природные воды Земли и литосферы. М.-Л.: Изд-во АН СССР.
24. Лукієнко О.І. «Структурна геологія» : Підручник. – К.: Видавництво ТОВ «КНТ», 2008р., 291с.
25. Лукієнко, О. І., Янченко, В. П., & Кравченко, Д. В. (2014). Структурно-парагенетичний аналіз (на тектонофаціальній основі). Кн. 1. Епізона: монографія. К. 206 с.

26. Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. (1957). 90 с.
27. Манк, У., & Макдональд, Г. (1964). Вращение Земли.
28. Маслов А.А. (1983). Расчет деформаций поверхности Земли по гравитационным данным. Геология и геофизика, №5, 30-35.
29. Марченко, О. М. (2013). Референцні системи в геодезії. Львів: Вид. Львівської політехніки.
30. Машимов, М. М. (1999). Физическая геодезия: метаморфозы в начале пути, возрождение учения Красовского в новейшее время (в порядке обсуждения). Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка, (6), 63-76.
31. Мельников, О. А. (2003). Ротационный режим Земли-отправной пункт и основа численного и физического моделирования в любых геологических процессах. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания, 40-44.
32. Мещеряков, Г. А., & Церклевич, А. Л. (1987). Гравитационное поле, фигура и внутреннее строение Марса. Кинематика и физика небесных тел.
33. Мещеряков, Г. (1977). Об одном единственном решении обратной задачи теории потенциала. Доповіді Національної Академії Наук, (6), 492–495.
34. Мирлин, Е. Г. (2006). Проблема вихревых движений в «твёрдых» оболочках Земли и их роли в геотектонике. Геотектоника, (4), 43–60.
35. Мориц, Г. (1994). Фигура Земли: Теоретическая геодезия и внутреннее строение Земли. Киев: Изд-во НАН Украины.
36. Молоденский, М. С. (1958). Современные задачи изучения фигуры Земли. Геодезия и картография, 7, 3-5.
37. Молоденский, М. С. (1945). Роль геофизики и геологии в исследовании фигуры Земли. Сб. научно-техн. и произ. статей по геодезии, картографии, топографии, аэрофотосъемке и гравиметрии, (98), 24-30.
38. Молоденский М.С, Камер. М.В. (1961). Земные приливы и нутация Земли.

39. Мушкетов, Д. И. (1935). Региональная геотектоника.
40. Неволин, В. П., & Ковилин, В. Г. (1993). Физические свойства и строение осадочных толщ.
41. Одесский, И. А. (2004). Ротационно-пульсационный режим Земли и его геологические исследования.
42. Расцветаев Л. М. Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел / Л. М. Расцветаев // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых (1991). С. 137–148.
43. Ребецкий, Ю. Л. (2016). О возможности существования в литосфере малых тангенциальных массовых сил. Их роль в тектонике и геодинамике. Геодинамика и тектонофизика, 7(4), 691-704. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0229>.
44. Ребецкий, Ю. Л., & Мягков, Д. С. (2020). Генезис тангенциальных массовых сил в литосферных плитах и их роль в геодинамике. Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, (3), 86-97.
45. Слудский, Ф. А. (1888). Общая теория фигуры Земли.
46. Стейсі, Ф. (1972). Фізика землі. 342 с.
47. Стовас М. В.(1975). Избранные труды. 153 с.
48. Тадеев, О. (2017). Оцінювання тривимірних деформаційних полів землі методами проективно-диференціальної геометрії. Дилатаційні поля Землі. Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва, (1), 53-60.
49. Трубицын, В. П. (2019). Проблемы глобальной геодинамики. Физика Земли, (1), 180-198. <https://doi.org/10.31857/S0002-333720191180-198>
50. Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М. «Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование: монография.» – Донецк: «Ноулидж»
51. Тяпкин, К. Ф. (1998). Физика Земли. Київ: Вища шк. 291.

52. Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики / Хаин В.Е., Ломизе М.Г. (2005). 560 с.
53. Церклевич А. Л. (2009). Ізостазія та ізостатичні моделі інтерпретації гравітаційного поля планет земної групи (сучасний стан проблеми) / А. Л. Церклевич. // Геодинаміка, № 1(8), 5-23.
54. Церклевич, А., Заяць, О., & Шило, Є. (2016). Апроксимація висот фізичної поверхні Землі двовісним і тривісним еліпсоїдами. Геодинаміка, (1), 40-49.
55. Церклевич, А. Л., & Заяць, О. С. (2012). Геодинамічна еволюція фігури Землі та Марса. Геодинаміка.
56. Церклевич, А., Шило, Є., & Шило, О. (2017). Фігура Землі і геодинаміка. Геодинаміка, (2), 141-163.
57. Церклевич, А. Л., & Шило, Е. А. (2018). Фигура литосферы Земли и геотектоника. Доповіді НАНУ, (1), 67-72. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2018.01.067>.
58. Церклевич А. Л., Фис М. М., Шило Є. О., Заяць О. С. [2022]. Планетарна геодинаміка: фігура, гравітаційне поле, внутрішня будова Землі і планет земної групи: монографія. Львів: Видавництво Львівська політехніка. 336с.
59. Церклевич А., Бадло Т., Заяць О., Шило О., Шило Є. (2024, квітень). Моделювання геоїда в геологічному часі. Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2024» (с.91-93).
60. Церклевич А., Шило Є., Шило О. (2018). Визначення параметрів деформації поверхні літосфери Землі. ІХ міжнародна науково-практична конференція «Нові технології в геодезії, землевпорядкуванні, лісовпорядкуванні та природокористуванні», Ужгород (с.18-21).
61. Церклевич А., Шило Є., Шило О. (2018). Трансформація фігури літосфери викликана еволюційним розвитком Землі. ІV Міжнародна наукова

конференція «Геофізичні дослідження та моделювання фізичних полів Землі», с.Верхнє Синьовидне, Сколівський р-н, Львівська обл., Україна (с.3-10).

62. Церклевич А., Шило Є., Шило О. (2019). Деформації літосфери Землі. 24-та Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2019». Львів–Брюховичі–Яворів (с.21-22).

63. Церклевич А., Шило Є., Шило О. (2023, квітень). Роль тангенціальних масових сил в геодинаміці. Міжнародна науково-технічна конференція «Геофорум-2023» (с.102-105).

64. Церклевич А., Шило О., Шило Є. (2019, вересень). Метод визначення напружено-деформованого стану літосфери. VII Міжнародна наукова конференція «Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища». Львів (с.196-198).

65. Шейдеггер, А. (1987). Основы геодинамики.

66. Шен, Э. Л. (1980). Гравитационная энергия и внутренняя структура планет: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук спец. 01.04.12 «Геофизика». Киев.

67. Шило Є., Шило О. (2017). Визначення тангенціальних сил за результатами трансформації фігури Землі. Міжнародна науково-технічна конференція молодих вчених «Geoterrace-2017» (с.68-70).

68. 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>

69. Adhikari, S., Caron, L., Steinberger, B., Reager, J. T., Kjeldsen, K. K., Marzeion, B., Larour, E., & Ivins, E. R. (2018). What drives 20th century polar motion? *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 126–132. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.059>

70. Amante, C. (2009). ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. US department of commerce, national oceanic and atmospheric administration, national environmental satellite, data, and

information service, national geophysical data center. Marine Geology and Geophysics Division, 19.

71. Andrei, Mihai (21 August 2018). «What are the layers of the Earth?». ZME Science. <https://www.zmescience.com/other/science-abc/layers-earth-structure/>.

72. Baatsen, M., van Hinsbergen, D.J.J., von der Heydt, A.S., Dijkstra, H.A., Sluijs, A., Abels, H.A., & Bijl, P.K. (2015). A generalized approach for reconstructing geographical boundary conditions for palaeoclimate modeling. *Climate of the Past Discussions*, 11, 4917-4942.

73. Balmino, G. (2021). Gravity Method, Satellite. In *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 645-656). Cham: Springer International Publishing.

74. Barthelmes, F., & Köhler, W. (2006). The International Centre for Global Earth Models (ICGEM). In 3rd General Assembly European Geosciences Union (Vienna, Austria 2006).

75. Bercovici D. (2007). Mantle Dynamics Past, Present, and Future: An Introduction and Overview. In *Treatise on Geophysics*. Elsevier. V. 7. P. 1–30. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00113-9>

76. Bindschadler, D. L. (1995). Magellan: A new view of Venus' geology and geophysics. *Reviews of Geophysics*, 33(S1), 459-467.

77. Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001gc000252>

78. Blakey R. Global Paleogeography Available at: <https://www2.nau.edu/rcb7/globaltext2.html>

79. Boccaletti, D. (2018). The shape and size of the Earth: A historical journey from homer to artificial satellites. Springer, 193.

80. Bock, Y., Melgar, D., & Crowell, B. W. (2016). Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(4), 1718-1728. <https://doi.org/10.1785/0120150340>

81. Bock, Y., Moore, A. W., Argus, D. F., Fang, P., Jiang, S., Kedar, S., Knox, S. A. Liu, Z. & Sullivan A. (2021), Extended Solid Earth Science ESDR System (ES3): Algorithm Theoretical Basis Document: Chapter 4.2 <http://sopac-csrc.ucsd.edu/wp-content/uploads/2021/08/ESESES-ATBD.pdf>
82. Boucot, A. J., Xu, C., Scotese, C. R., & Morley, R. J. (2013). Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate (Vol. 11, pp. 1-30). Tulsa, OK: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
83. Bullen, K. E. (2012). The Earth's density. Springer Science & Business Media.
84. Cambiotti, G., Wang, X., Sabadini, R., & Yuen, D. A. (2016). Residual polar motion caused by coseismic and interseismic deformations from 1900 to present. *Geophysical Journal International*, 205(2), 1165-1179.
85. Carey, S. W. (1988). *Theories of the Earth and the Universe*: Stanford University Press. Standford, California.
86. Cazenave, A., & Paquet, P. (1986). *Earth rotation: Solved and unsolved problems*.
87. Center, U. E. D. (1996). *GTOPO30 Global 30 Arc Second Elevation Data Set*. URL: http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info.
88. Chandrasekhar, S. (1987). *Ellipsoidal figures of equilibrium*. New York: Dover.
89. Chase, C., & Sprowl, D. (1983). The modern geoid and ancient plate boundaries. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(3), 314–320. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90002-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90002-X)
90. Chinn, Lisa (25 April 2017). «Earth's Structure From the Crust to the Inner Core». *Sciencing* (Leaf Group Media). <https://sciencing.com/earths-structure-crust-inner-core-16911.html>.

91. Coltice, N., Husson, L., Faccenna, C., & Arnould, M. (2019). What drives tectonic plates? *Science advances*, 5(10), aax4295. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax4295>
92. Courtillot, V. (2007). True polar wander. In Gubbins, D., & Herrero-Bervera, E. (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 956–969). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_308
93. Courtillot, V., & Besse, J. (2004). A long-term octupolar component in the geomagnetic field? (0–200 Million Years B.P.). In J. E. T. Channell, D. V. Kent, W. Lowrie, & J. G. Meert (Eds.), *Timescales of the Paleomagnetic Field* (Geophysical Monograph Series, Vol. 145, pp. 59–74). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/145GM05>
94. Crespi, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., Giannone, F., & Riguzzi, F. (2007). Space geodesy validation of the global lithospheric flow. *Geophysical Journal International*, 168(2), 491-506.
95. Darwin, G. H. (1899). The theory of the figure of the Earth carried to the second order of small quantities. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 60(2), 82-124.
96. Deuss, A., & Woodhouse, J. H. (2001). Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle. *Science*, 294(5550), 354-357.
97. Ding, J., Chen, J., Wang, J., & Zhang, Y. (2023). Characteristic differences in tropospheric delay between Nevada Geodetic Laboratory products and NWM ray-tracing. *GPS Solutions*, 27(1), 47.
98. Dziewonski A.M., Anderson D.L. (1981). «Preliminary reference Earth model». *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25 (4): 297–356. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7. ISSN 0031-9201. Bibcode: 1981PEPI...25..297D. <https://www.cfa.harvard.edu/~lzensg/papers/PREM.pdf>.
99. Ekstrom, G., & Dziewonski, A. M. (1998). The unique anisotropy of the Pacific upper mantle. *Nature*, 394(6690), 168-172.

100. ETOPO1 Global Relief Model. National Centers for Environmental Information. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.

101. Ferronsky, V. I., & Ferronsky, S. V. (2010). *Dynamics of the Earth: Theory of the Planet's Motion Based on Dynamic Equilibrium*. Springer Science & Business Media, 299. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8723-2>.

102. Fischer, I. (1975). The figure of the Earth—changes in concepts. *Geophysical surveys*, 2(1), 3-54.

103. Floberghagen, R., Fehring, M., Lamarre, D., Muzi, D., Frommknecht, B., Steiger, C., ... & Da Costa, A. (2011). Mission design, operation and exploitation of the gravity field and steady-state ocean circulation explorer mission. *Journal of Geodesy*, 85, 749-758.

104. Forsyth D., & Uyeda S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* V. 43. 163–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631>.

105. Förste, C., Bruinsma, S. L., Flechtner, F., Marty, J., Lemoine, J. M., Dahle, C., & Balmino, G. (2012, December). A preliminary update of the Direct approach GOCE Processing and a new release of EIGEN-6C. In AGU Fall meeting abstracts (Vol. 2012, pp. G31B-0923).

106. Frank F. C. (1972). Plate tectonics, the analogy with glacier flow, and isostasy, in *Flow and Fracture of Rocks*. *Geophys. Monogr. Ser.* V. 16. 285–292.

107. Fujii, Y., Iwamoto, A., Fukahori, T., Ohnuki, T., Nakagawa, M., Hidaka, H., ... & Möller, P. (2000). The nuclear interaction at Oklo 2 billion years ago. *Nuclear Physics B*, 573(1-2), 377-401.

108. Gauss, K. F. (1867). *Allgemeine Lehrsätze in Beziehung auf die im verkehrten Verhältnisse des Quadrats der Entfernung wirkenden Anziehungs und Abstossungskräfte*. Werke (Vol. 5, pp. 197–244). Göttingen.

109. Gold, T. (1955). Instability of the Earth's axis of rotation. *Nature*, 175(4456), 526–529. <https://doi.org/10.1038/175526a0>

110. Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.
111. Gvishiani, A.D., Kaftan, V.I., Krasnoperov, R.I. et al. *Geoinformatics and Systems Analysis in Geophysics and Geodynamics*. *Izv., Phys. Solid Earth* 55, 33–49 (2019). <https://doi.org/10.1134/S1069351319010038>
112. Guliyev H. A New Theoretical Conception Concerning The Tectonic Processes Of The Earth / Hatam Guliyev. // *New Concepts in Global Tectonics NEWSLETTER*. – 2010. – №56. – C. 50–74.
113. Hain, V. E. (2010). Constructing a truly global model of Earth's dynamics: basic principles. *Russian Geology and Geophysics*, 51(6), 587-591.
114. Hamza, V. M., & Vieira, F. P. (2012). Global distribution of the lithosphere-asthenosphere boundary: a new look. *Solid Earth*, 3(2), 199-212.
115. Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
116. Haq, B. U., & Schutter, S. R. (2009). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322, 64-68.
117. Hastings, D. A., & Dunbar, P. K. (1999). Global land one-kilometer base elevation (GLOBE).
118. Heiskanen, W. (1931). Isostatic tables for the reduction of gravimetric observations calculated on the basis of Airy's hypothesis. *Bulletin géodésique*, 30(1), 110-153.
119. Hilst, R. D. (2004). Seismic imaging of upper mantle structure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 381-408.
120. Hirt, C., Kuhn, M., Featherstone, W. E., & Göttl, F. (2012). Topographic/isostatic evaluation of new-generation GOCE gravity field models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
121. Hirt, C., & Rexer, M. (2015). Earth2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models—Available as gridded data and degree-10,800 spherical

harmonics. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39, 103-112.

122. Hwang, C., & Chen, S. K. (1997). Fully normalized spherical cap harmonics: application to the analysis of sea-level data from TOPEX/POSEIDON and ERS-1. *Geophysical Journal International*, 129(2), 450-460.

123. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). (n.d.). Official website. Retrieved January 12, 2025, from <https://www.iers.org/>

124. Jakobsson, M., MacNab, R., Cherkis, N., & Schenke, H.-W. (2004). The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO). Research Publication RP-2, National Geophysical Data Center, Boulder, CO.

125. Karpenko, I. V. (2012). Synergetic tectonics. 1. The physical nature of global cycles. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 60-71.

126. Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1998). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.

127. Kreemer, C., Holt, W. E., & Haines, A. J. (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154(1), 8-34. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01917>

128. Kreemer, C., Holt, W. E., & Haines, A. J. (2023). Global Strain Rate Map Project. Global Strain Rate Map Project. <https://gsm.unavco.org/>

129. Lambeck, K. (1980). *The Earth's variable rotation: Geophysical causes and consequences*. Cambridge: Cambridge University Press, 449.

130. Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factor, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., ... & Olson, T. R. (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96 (No. NAS 1.60: 206861).

131. Lythe, M. B., Vaughan, D. G., & The BEDMAP Consortium. (2000). *BEDMAP: Bed topography of the Antarctic*. Misc. 9, scale 1:10,000,000, British Antarctic Survey, Cambridge, U.K.

132. Maloof, A. C., Halverson, G. P., Kirschvink, J. L., Schrag, D. P., Weiss, B. P., & Hoffman, P. F. (2006). Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard, Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), 1099-1124.

133. Marchenko, A. N. (2009). The Earth's global density distribution and gravitational potential energy. In M. G. Sideris (Ed.), *Observing our Changing Earth* (pp. 483–491). International Association of Geodesy Symposium, 133.

134. Marchenko, A., & Lopushanskyi, A. (2018). Change in the zonal harmonic coefficient C20, Earth's polar flattening, and dynamical ellipticity from SLR data. *Геодинаміка: науковий журнал*, (2 (25)), 5-14.

135. Marchenko, A. N., & Zayats, A. S. (2011). Estimation of the gravitational potential energy of the earth based on different density models. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55(1), 35-54.

136. Marks, K. M., & Smith, W. H. F. (2006). An evaluation of publicly available global bathymetry grids. *Marine Geophysical Researches*, 27, 19-34.

137. Maxwell, J. C. (1881). *A Treatise on Electricity and Magnetism* (2nd ed., Vol. 1, 464 p.). Oxford.

138. McMahon, S. K. (1996). Overview of the planetary data system. *Planetary and Space Science*, 44(1), 3-12.

139. Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., & Pekar, S.F. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298.

140. Moore, T. L., & Scotese, C. R. (2010, October). The Paleoclimate Atlas (ArcGIS). In *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* (Vol. 42, p. 598).

141. Monroe, J. S., & Wicander, R. (2001). *Physical geology: exploring the earth*.

142. Montagner, Jean-Paul (2011). «Earth's structure, global». *Encyclopedia of solid earth geophysics*. Springer Science & Business Media. pp. 134–154. ISBN 9789048187010.

143. Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., & Hung, S. H. (2004). Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303(5656), 338-343.

144. Mojzsis, Stephen J., T. Mark Harrison, and Robert T. Pidgeon. «Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago». *Nature* 409.6817 (2001): 178-181.

145. Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 1959–1982. <https://doi.org/10.1029/JB073i006p01959>

146. Moritz, G. (1994). *Figure of the Earth: Theoretical geodesy and internal structure of the Earth*. Kyiv:(In Russian).

147. NASA Advisory Council. Earth System Sciences Committee. (1986). *Earth system science overview: a program for global change*. National Aeronautics and Space Administration, 50p.

148. National Centers for Environmental Information, ETOPO1 Global Relief Model Available at: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html> [in USA].

149. O'Keefe, J. A., Hertz, H. G., & Marchant, M. (1958). Oblateness of the earth by artificial satellites. *Harvard College Observatory Announcement Card*, 1408.

150. Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W. D., ... & Tscherning, C. C. (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy*, 85, 819-843.

151. Parsons, B., & Sclater, J. G. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803-827.

152. Pavlis N. K. et al. [2008]. An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 10. EGU2008–A–01891, EGU General Assembly. 2008. P. 2.

153. Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B4).
154. Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111-149.
155. Polcari, M., Fernández, J., Palano, M., Albano, M., Samsonov, S., Stramondo, S., & Zerbini, S. (2015, April). The 2014 Napa valley earthquake constrained by InSAR and GNSS observations. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 6918).
156. Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., & Bamler, R. (2003). The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 57(4), 241-262.
157. Rees, P. M., Ziegler, A. M., Gibbs, M. T., Kutzbach, J. E., Behling, P., & Rowley, D. B. (2002). Permian phytogeographic patterns and climate data/model comparisons. *Journal of Geology*, 110, 1-31.-
158. Rees, P. M., Ziegler, A. M., & Valdes, P. J. (2000). Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons. In B. T. Huber, K. G. Macleod, & S. L. Wing (Eds.), *Warm Climates in Earth History* (pp. 297-318). Cambridge University Press.-
159. Reigber, C., Jochmann, H., Wünsch, J., Petrovic, S., Schwintzer, P., Barthelmes, F., ... & Perosanz, F. (2005). Earth gravity field and seasonal variability from CHAMP. *Earth observation with CHAMP: results from three years in orbit*, 25-30.
160. Rexer, M., & Hirt, C. (2015). Ultra-high-degree surface spherical harmonic analysis using the Gauss–Legendre and the Driscoll/Healy quadrature theorem and application to planetary topography models of Earth, Mars and Moon. *Surveys in Geophysics*, 36, 803-830.

161. Ritsema, J., & Van Heijst, H. J. (2000). Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow. *Science*, 286(5444), 192-196.
162. Rodriguez, E., Morris, C. S., Belz, J. E., Chapin, E. C., Martin, J. M., Daffer, W., & Hensley, S. (2005). An assessment of the SRTM topographic products.
163. Rogister, Y., & Valette, B. (2009). Influence of liquid core dynamics on rotational modes. *Geophysical Journal International*, 176(2), 368–388.
164. Rowley, D. B., Currie, B. S., & Pierrehumbert, R. T. (2001). A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 253-268.-
165. Rowley, D. B., & Currie, B. S. (2006). Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439, 677-681.-
166. Rowley, D. B., & Garzione, C. N. (2007). Stable isotope-based paleoaltimetry. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 35, 463-508.-
167. Rubincam, D. P. (1979). Gravitational potential energy of the Earth: A spherical harmonic approach. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11), 6219–6225.
168. Rummel, R., Yi, W., & Stummer, C. (2011). GOCE gravitational gradiometry. *Journal of Geodesy*, 85(11), 777-790.
169. Sabadini, R., Vermeersen, B., & Cambiotti, G. (2016). *Global dynamics of the Earth*. Springer Netherlands.
170. Sandwell, D. T., & Smith, W. H. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 10039-10054.
171. Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *science*, 346(6205), 65-67.

172. Schuh, H., Rizos, C., Šprlák, M., Drewes, H., & Heinkelmann, R. (2020). The XXVII IUGG General Assembly, Montreal, Canada, 2019 IAG Presidential Address. *Journal of Geodesy*, 94(11), 43-80.

173. Scoppola, B., Boccaletti, D., Bevis, M., Carminati, E., & Doglioni, C. (2006). The westward drift of the lithosphere: a rotational drag? *Geological Society of America Bulletin*, 118(2), 199–209.

174. Scotese, C. R. (1990). Atlas of Phanerozoic plate tectonic reconstructions. PALEOMAP Progress 01-1090a, Department of Geology, University of Texas at Arlington.

175. Scotese, C. R. (2001). Animation of plate motions and global plate boundary evolution since the Late Precambrian. Geological Society of America, 2001 Annual Meeting, Boston (November 2–6), Abstracts with Programs, 33(6), 85.

176. Scotese, C. R. (2014). Atlas of Plate Tectonic Reconstructions (Mollweide Projection). PALEOMAP Project Paleo Atlas for Arc GIS, 1.

177. Scotese, C. R. (2014). Atlas of Middle & Late Permian and Triassic paleogeographic maps (Mollweide Projection). PALEOMAP Project.

178. Scotese, C. R. (2015). The ultimate plate tectonic flipbook. Rob Van der Voo Retirement Symposium, Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, MI (August 26-27).

179. Scotese, C. R. (2016). Tutorial: PALEOMAP Paleoatlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program. Retrieved from <http://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates/>

180. Scotese, C. R. (2017). Atlas of oceans & continents: Plate tectonics, 1.5 by – Today. PALEOMAP Project Report 112117A. Retrieved from https://www.researchgate.net/publication/321197460_Atlas_of_Ancient_Oceans_Continents_15_billion_years_-_Today

181. Scotese, C. R. (n.d.). PALEOMAP Project. Retrieved January 11, 2025, from <http://www.scotese.com/>

182. Scotese, C. R., & Dammrose, R. (2008). Plate boundary evolution and mantle plume eruptions during the last billion years. Geological Society of America 2008 Annual Meeting (October 5-9), Houston, TX, Abstracts with Programs, 40(6), 328.

183. Scotese, C. R., & Elling, R. (2017). Plate tectonic evolution during the last 1.3 billion years: The movie. William Smith Meeting 2017: Plate Tectonics at 50. Geological Society of London (September 29 – October 1).

184. Scotese, C. R., & McKerrow, W. S. (1990). Revised world maps and introduction. In W. S. McKerrow & C. R. Scotese (Eds.), *Paleozoic paleogeography and biogeography* (pp. 1-21). Geological Society of London, Memoir 12.

185. Scotese, C. R., & Sager, W. W. (1988). 8th Geodynamics Symposium, Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions. *Tectonophysics*, 155(1-4), 1-399.

186. Scotese, C. R., & Wright, N. (2018). PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic PALEOMAP Project, <https://www.earthbyte.org/paleodem-resourcescotese-and-wright-2018/>

187. Schubert, G., Turcotte, D. L., & Olson, P. (2001). *Mantle convection in the Earth and planets*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511612879>

188. Schubert, G. (2015). *Treatise on geophysics*. Elsevier.

189. Scripps Orbit and Permanent Array Center . (2023). NASA measures project: Extended Solid Earth Science ESDR System (ESESES) Station velocities and uncertainties. <http://garner.ucsd.edu/>.

190. Shylo, O., & Shylo, Y. (2017, December). The definition of deviation of «Goevolutionary» plumb line based on data from the transformation of the Earth. In *Litteris et Artibus* (pp. 202-205).

191. Shylo, O., & Shylo, Y. (2019). Modeling figure and orientation of the Earth's lithosphere based on paleoDEM. In *Litteris et Artibus* (pp. 37-41).

192. Shylo, O., Shylo, Y., Tserklevych, A., & Bubniak, I. M. (2019, May). Geometric deformation of the Earth's lithosphere figure and its dynamic

interpretation. In 18th International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects, Vol. 2019, No. 1 (pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers. DOI: 10.3997/2214-4609.201902059

193. Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1994). Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 21803-21824.

194. Smith, W.H.F., & Sandwell, D.T. (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956-1962.

195. Smith, W. (1815). *A Delineation of the Strata of England and Wales and part of Scotland*. Geological Society of London.

196. Shanov, S., Kostov, K., Shanov, S., & Kostov, K. (2015). Tectonic Stress Fields and Karst. *Dynamic Tectonics and Karst*, 7-71.

197. Stein, C.A., & Stein, S. (1992). A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123-129.

198. Steinberger, B. (2016). Topography caused by mantle density variations: observation-based estimates and models derived from tomography and lithosphere thickness. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 205(1), 604-621.

199. Tackley P. (2000). Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. Part 2: strain weakening and asthenosphere. *G3*. <https://doi.org/10.1029/2000GC00043>

200. Tackley, P. J., Stevenson, D. J., Glatzmaier, G. A., & Schubert, G. (1994). Effects of multiple phase transitions in a three-dimensional spherical model of convection in Earth's mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8), 15877-15901. <https://doi.org/10.1029/94JB00853>

201. Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., & Watkins, M. M. (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *science*, 305(5683), 503-505.

202. Thomson, W., & Tait, P. (1883). *Treatise on Natural Philosophy* (Vol. 2, No. 36, pp. 497–502). Cambridge University Press.

203. Trampert, J., Ritsema, J., & Van Heijst, H. J. (2004). Global anisotropic structure of the Earth's mantle. *Science*, 306(5697), 853-856.

204. Tserklevych, A. L., Shylo, Y. O., & Shylo, O. M. (2019). Earth's figure changes—geodynamic factor of stressed-deformed lithosphere state. *Geodynamics*, (1 (26)), 28-42.

205. Tserklevych, A. L., Zayats, O. S., Shylo, Y. O., & Shylo, O. M. (2018). Generation of the Stressed State of the Lithosphere of the Earth and Mars Caused by the Reorientation of Their Figures. *Kinematics and Physics of Celestial Bodies*, 34, 19-36.

206. Tserklevych, A., Shylo, Y., & Shylo, O. (2024). Modeling the geoid and polar motion in geological time. *Geodynamics* (2 (37)), 45-55.

207. Tserklevych, A. L., Shylo, Y. O., & Shylo, O. M. (2023). On the distribution of tangential mass forces in the Earth's lithosphere. *Geodynamics*, (2 (35)), 80-88.

208. Tserklevych, A., Shylo, Y., & Shylo, O. (2023, October). Genesis of Tangential Mass Forces Caused by Reorientation of the Generalized Figure of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2023» (pp.1-5). doi.org/10.3997/2214-4609.2023510049

209. Tserklevych, A., Shylo, Y., Shylo, O. (2020, December) The transformation of the lithospheric figure caused by the evolutionary development of the Earth. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2020». DOI: 10.3997/2214-4609.20205719

210. Tserklevych, A., Shylo, Y., Shylo, O., & Zayats O. (2022, October). Horizontal Deformations and the Stressed State of the Earth Surface Caused by Reorientation of the Shape of the Lithosphere. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2022» (pp.1-5). DOI: 10.3997/2214-4609.2022590042

211. Tserklevych, A., Zayats O., Shylo, Y., Shylo, O., & Badlo T. (2024, October). Modeling of true polar wander (TPW) during 540 Ma. In International conference of young professionals «GeoTerrace-2024».

212. Turcotte D. Schubert G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge University Press. P. 636. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511843877>

213. Tyapkin, K. F. (1984). A new isostatic model of the Earth. *Trans. Hung. Geophys. Inst*, 30, 3-10.

214. Uzan, J. P. (2003). The fundamental constants and their variation: observational and theoretical status. *Reviews of modern physics*, 75(2), 403.

215. Van Zyl, J. J. (2001). The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta astronautica*, 48(5-12), 559-565.

216. Verard, C., Hochard, C., Baumgartner, P.O., & Stampfli, G.M. (2015). 3D palaeogeographic reconstructions of the Phanerozoic versus sea-level and Sr-ratio variations. *Journal of Palaeogeography*, 4(1), 64-84.

217. Ware, R. H. (1995, May). The University NAVstar COnsortium: global positioning for geosciences research. In Presented at the IGS Workshop" Special Topics and New Directions.

218. Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press.

219. Wieczorek, M. A., & Meschede, M. (2018). SHTools: Tools for working with spherical harmonics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(8), 2574-2592.

220. Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy*, 76, 483-494. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0283-4>

221. Williams, J. G., Turyshev, S. G., & Boggs, D. H. (2004). Progress in lunar laser ranging tests of relativistic gravity. *Physical Review Letters*, 93(26), 261101.

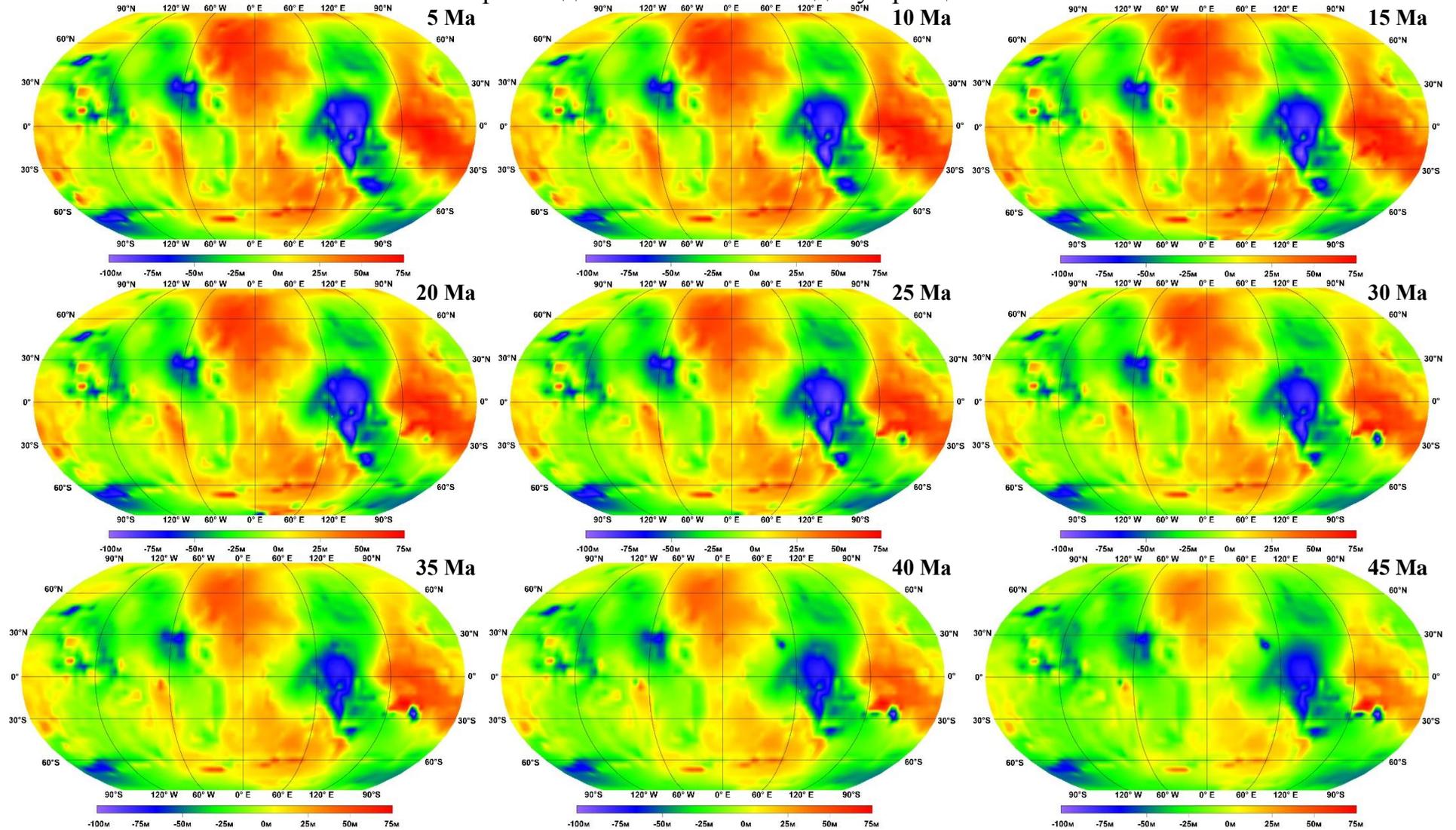
222. Ziegler, A.M. (1975). *A Proposal to Produce an Atlas of Paleogeographic Maps*. Department of Geophysical Sciences, University of Chicago.-

223. Ziegler, A.M., & Scotese, C.R. (1977). Thoughts on Format for the Forthcoming «Atlas of Paleogeographic Maps». Department of Geophysical Sciences, University of Chicago.

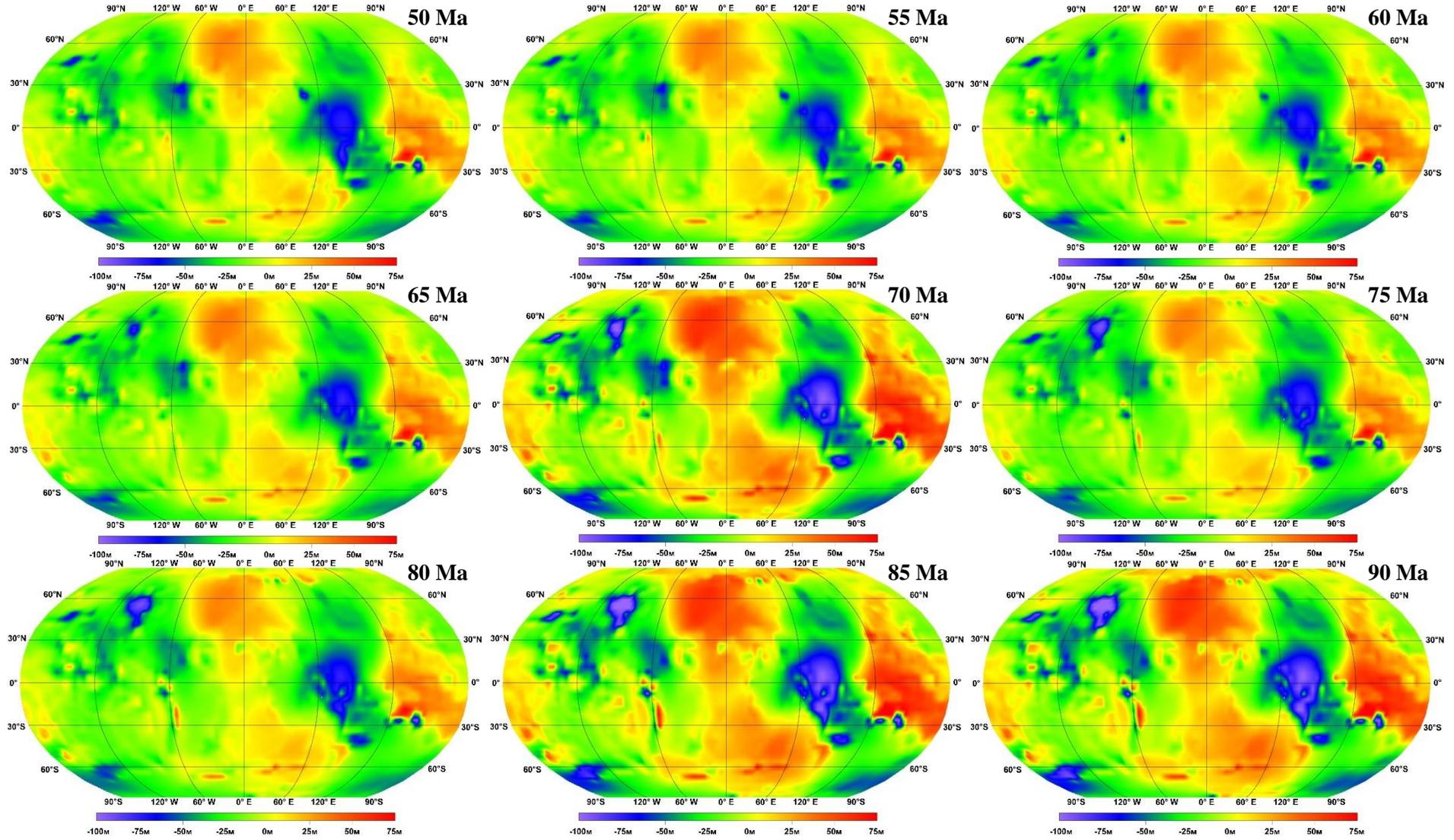
224. Ziegler, A.M., Rowley, D.B., Lottes, A.L., Sahagian, D.L., Hulver, M.L., & Gierlowski, T.C. (1985). Paleogeographic interpretation: With an Example from the Mid-Cretaceous. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 385-425.

Додаток А

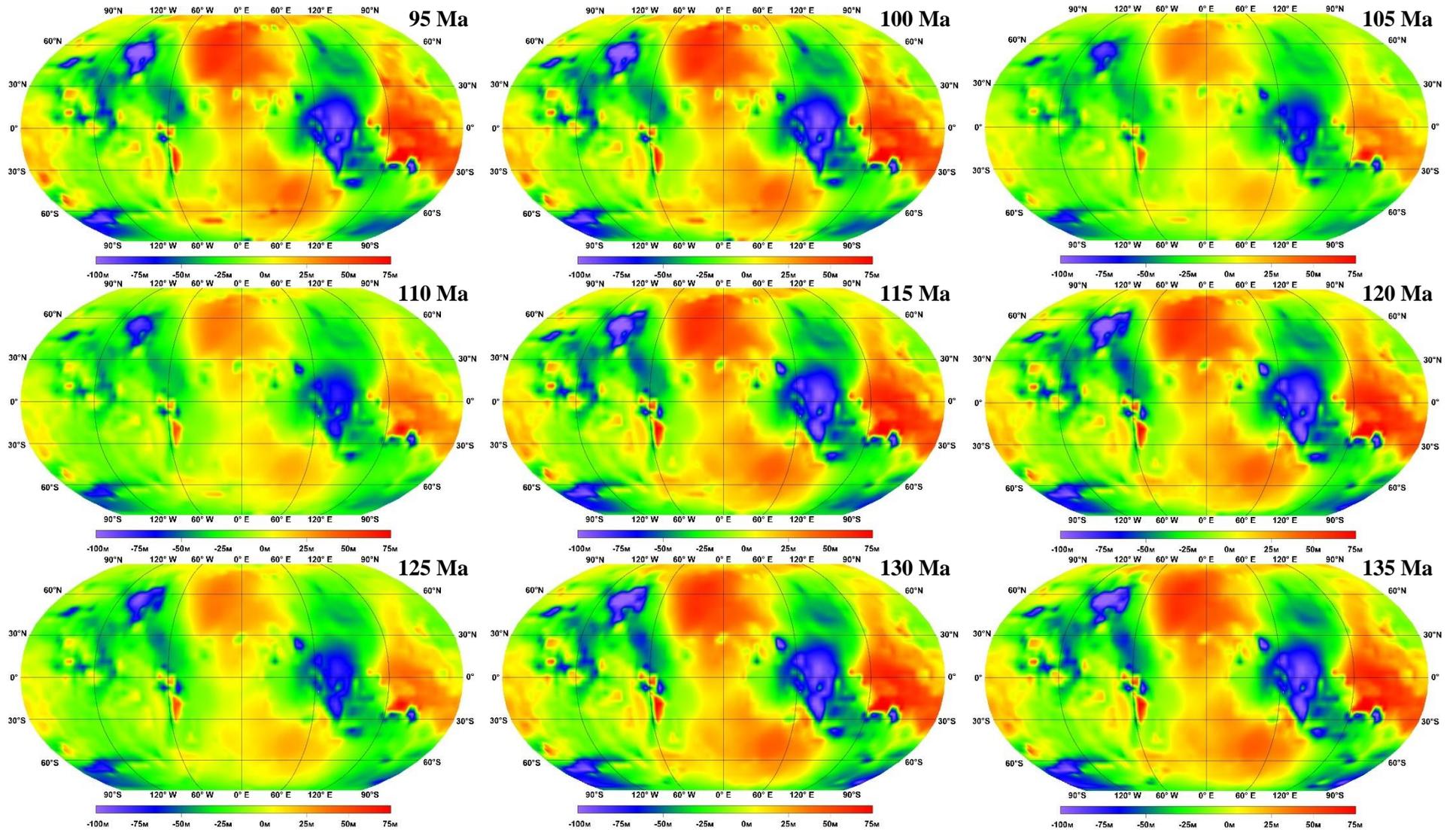
Карти моделювання палеогеоїдів у преєкції Робінсона



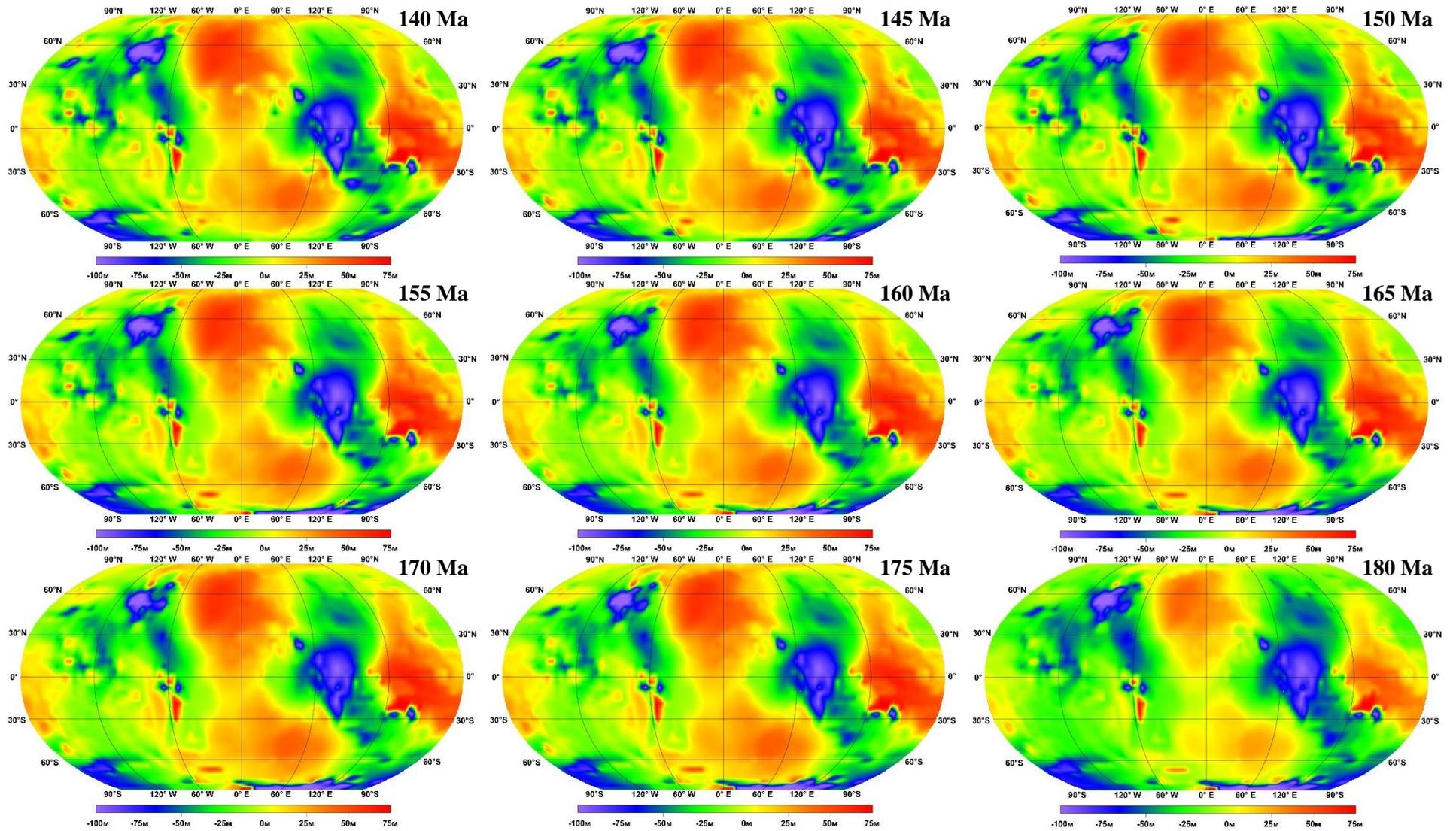
Продовження додатка А



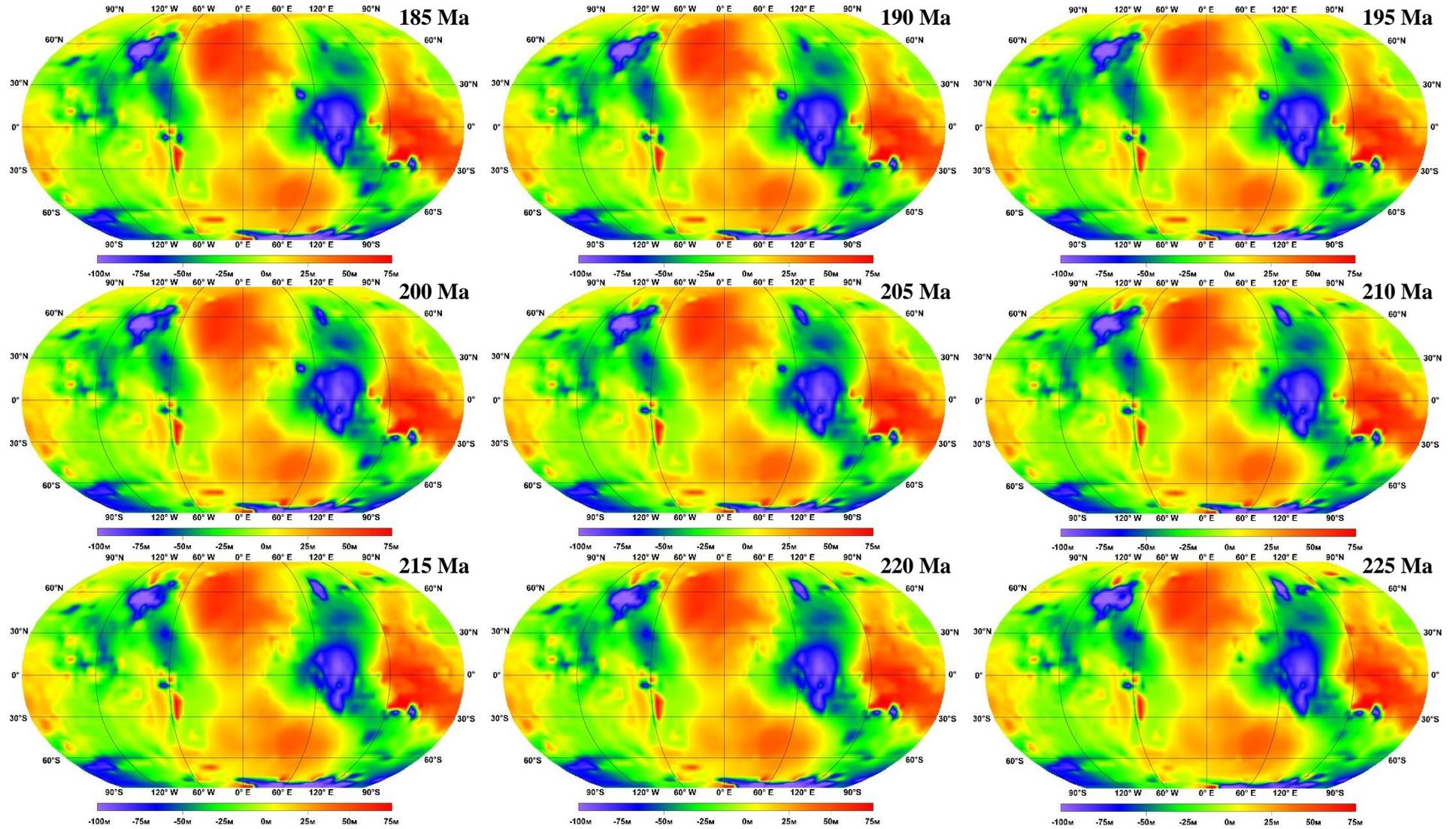
Продовження додатка А



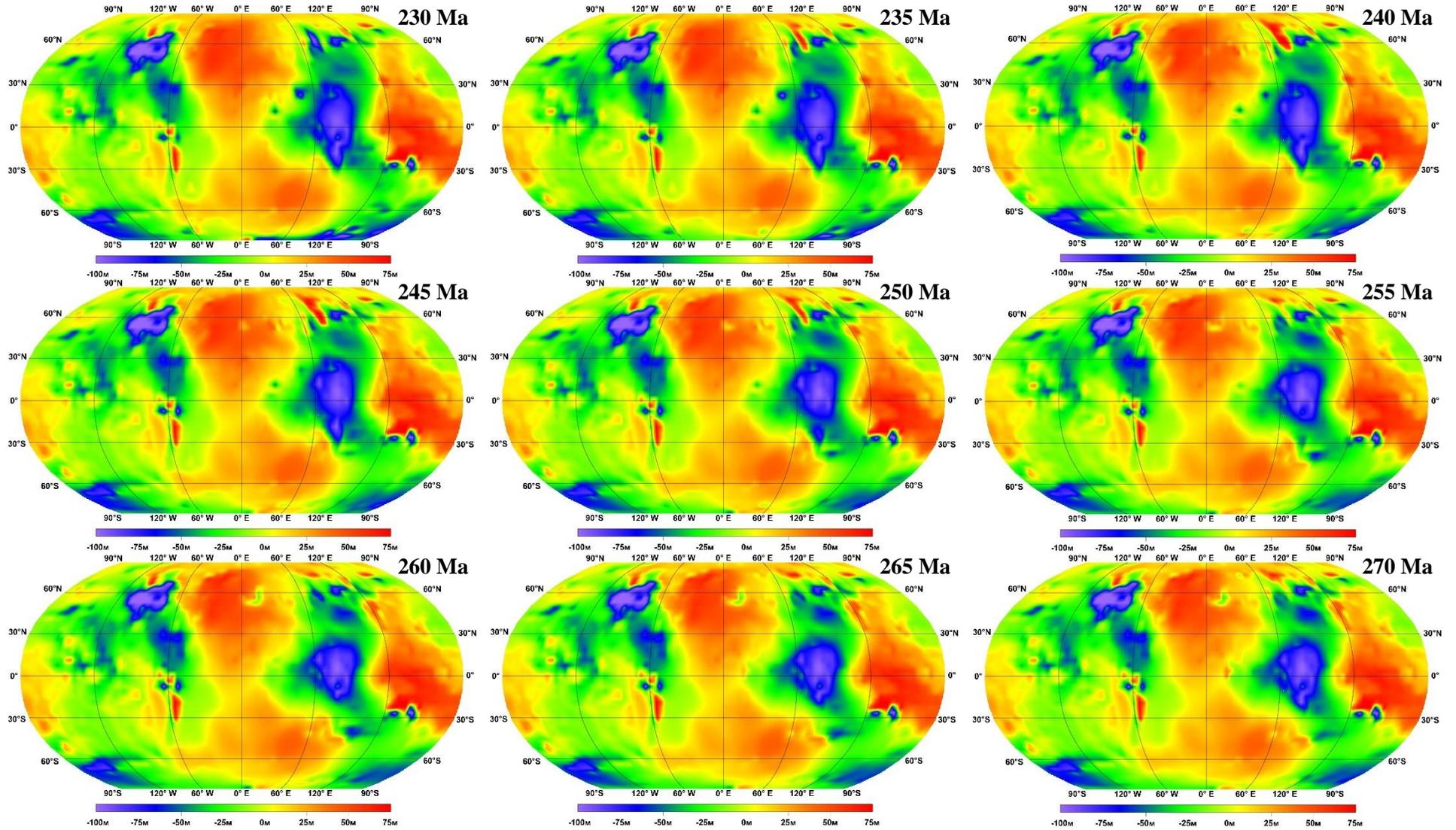
Продовження додатка А



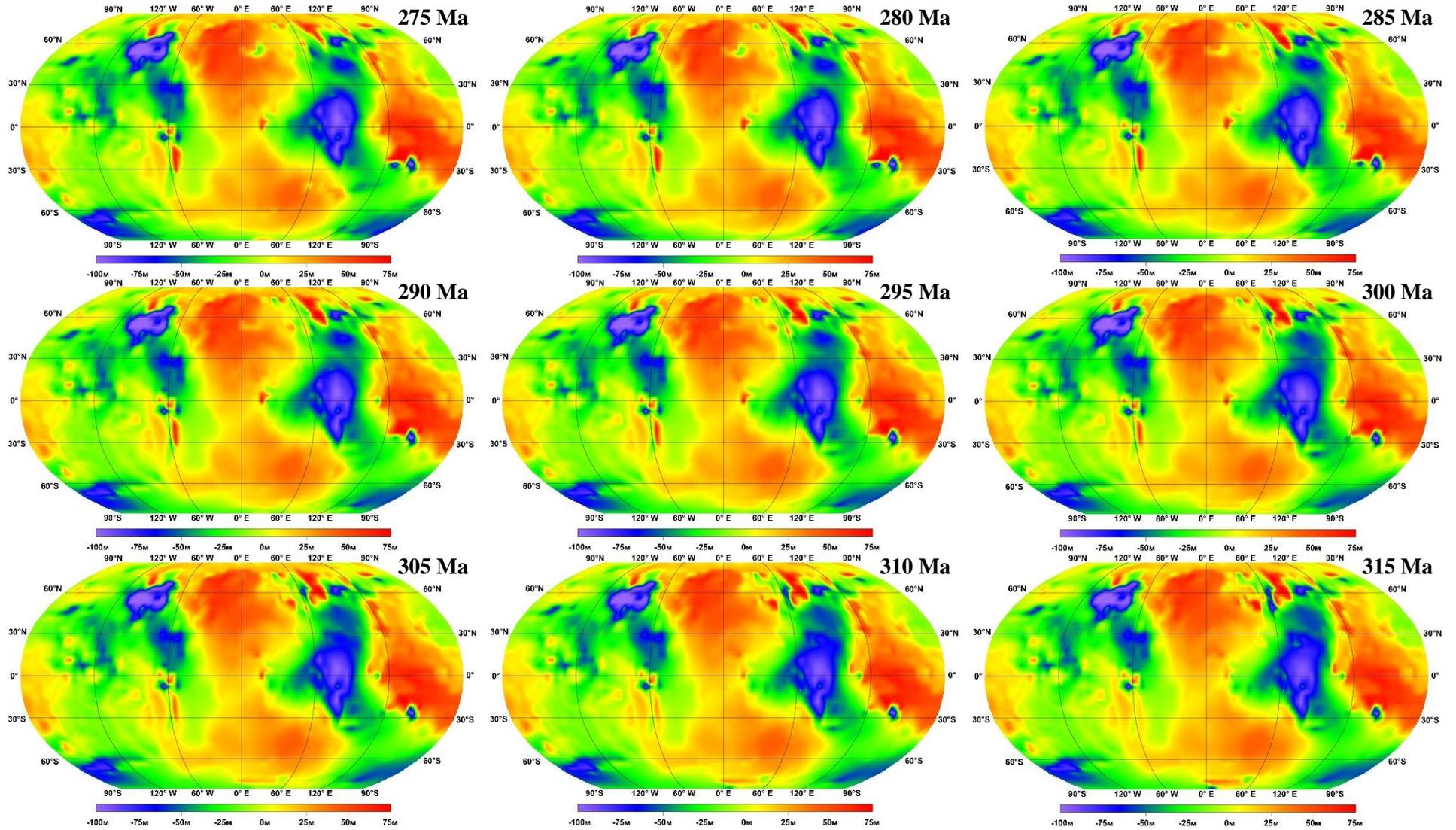
Продовження додатка А



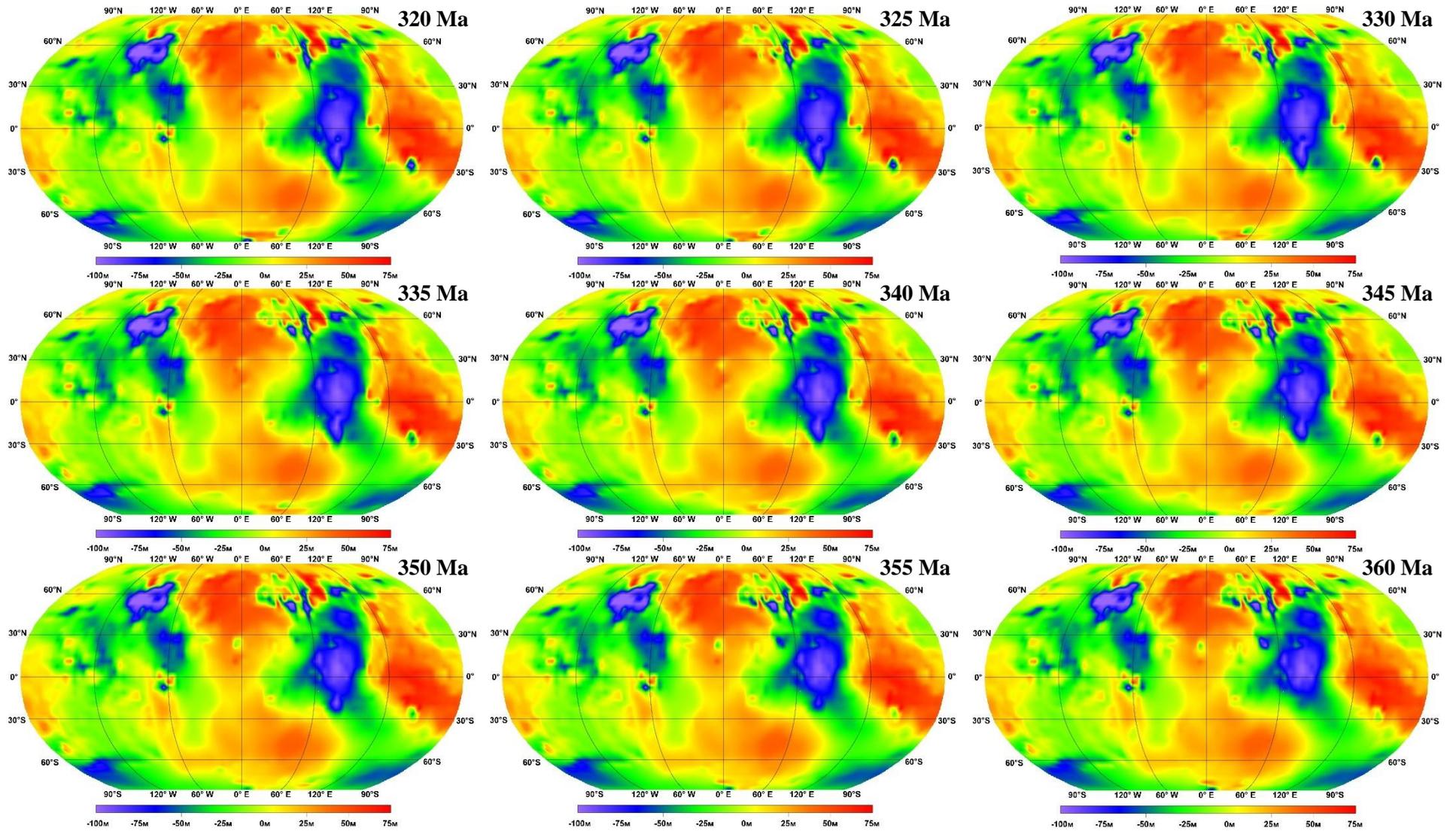
Продовження додатка А



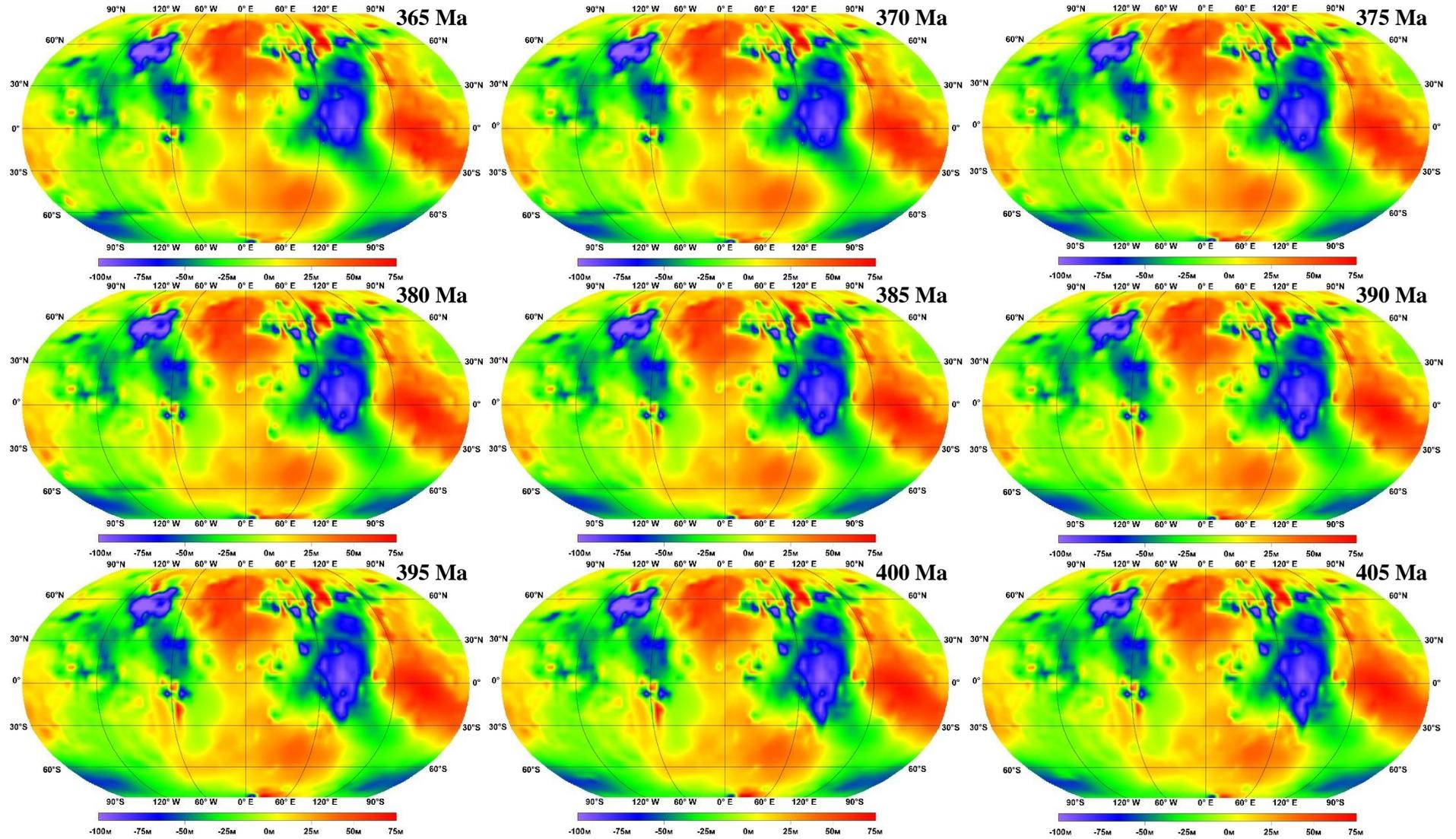
Продовження додатка А



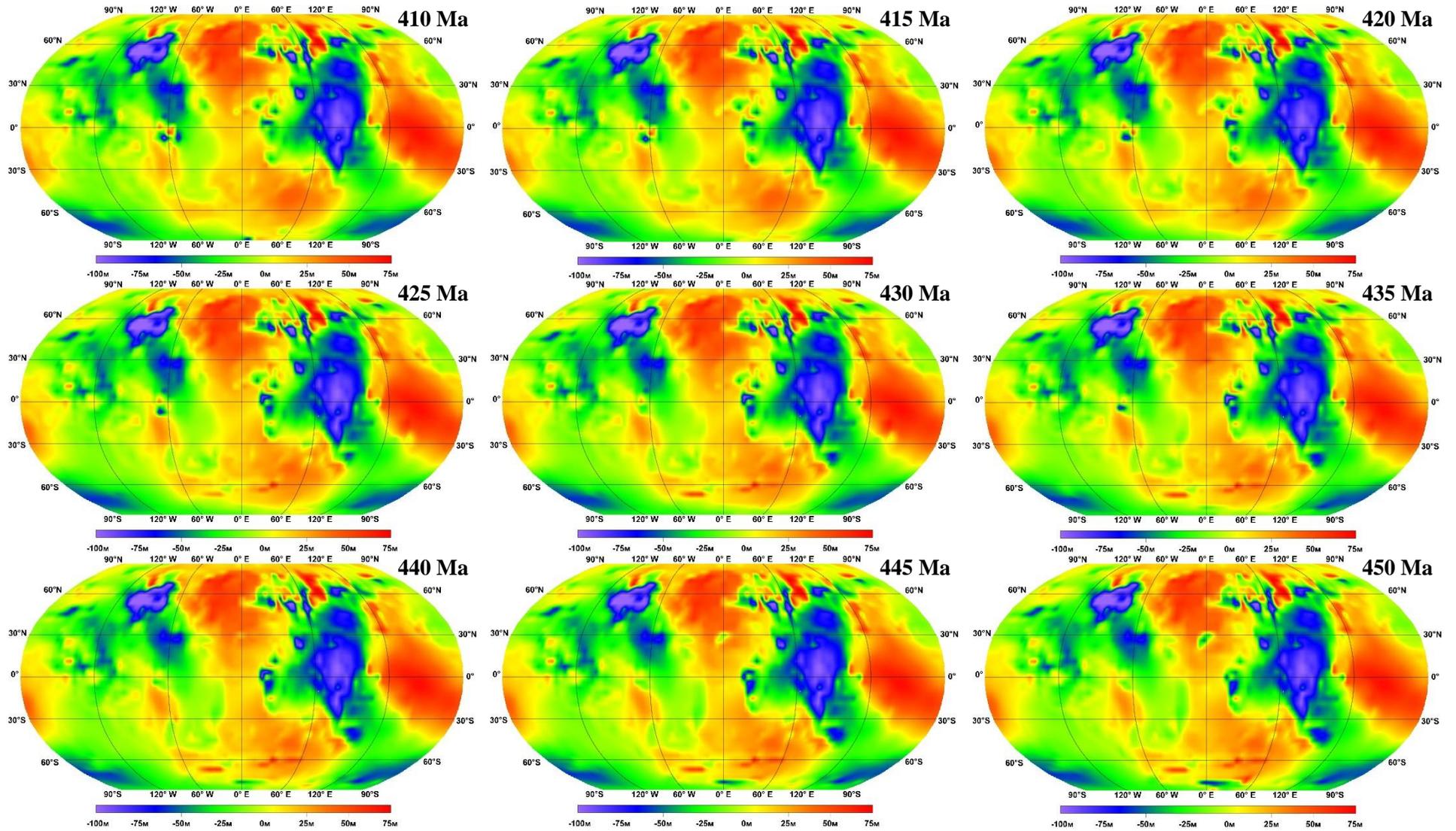
Продовження додатка А



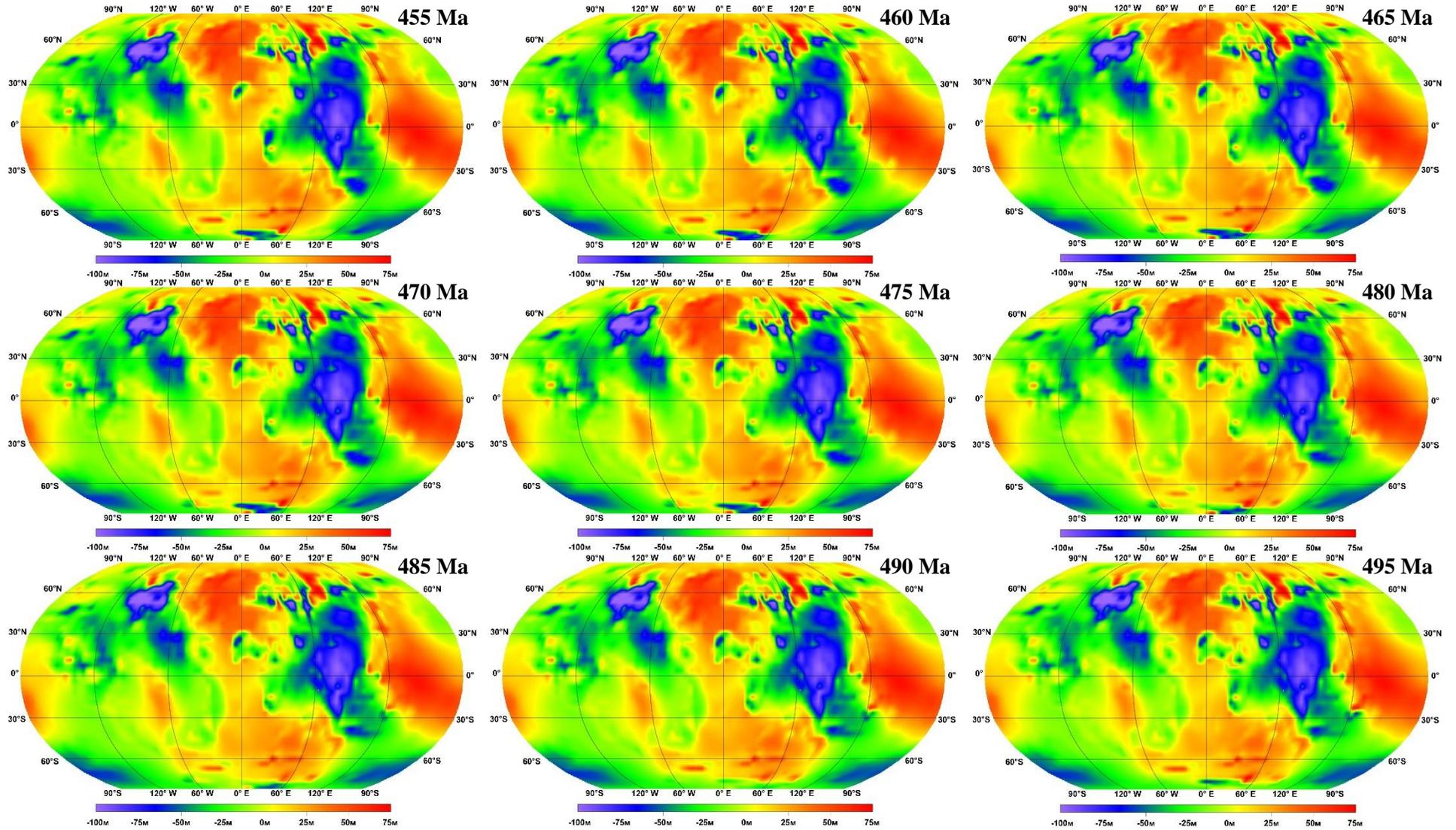
Продовження додатка А



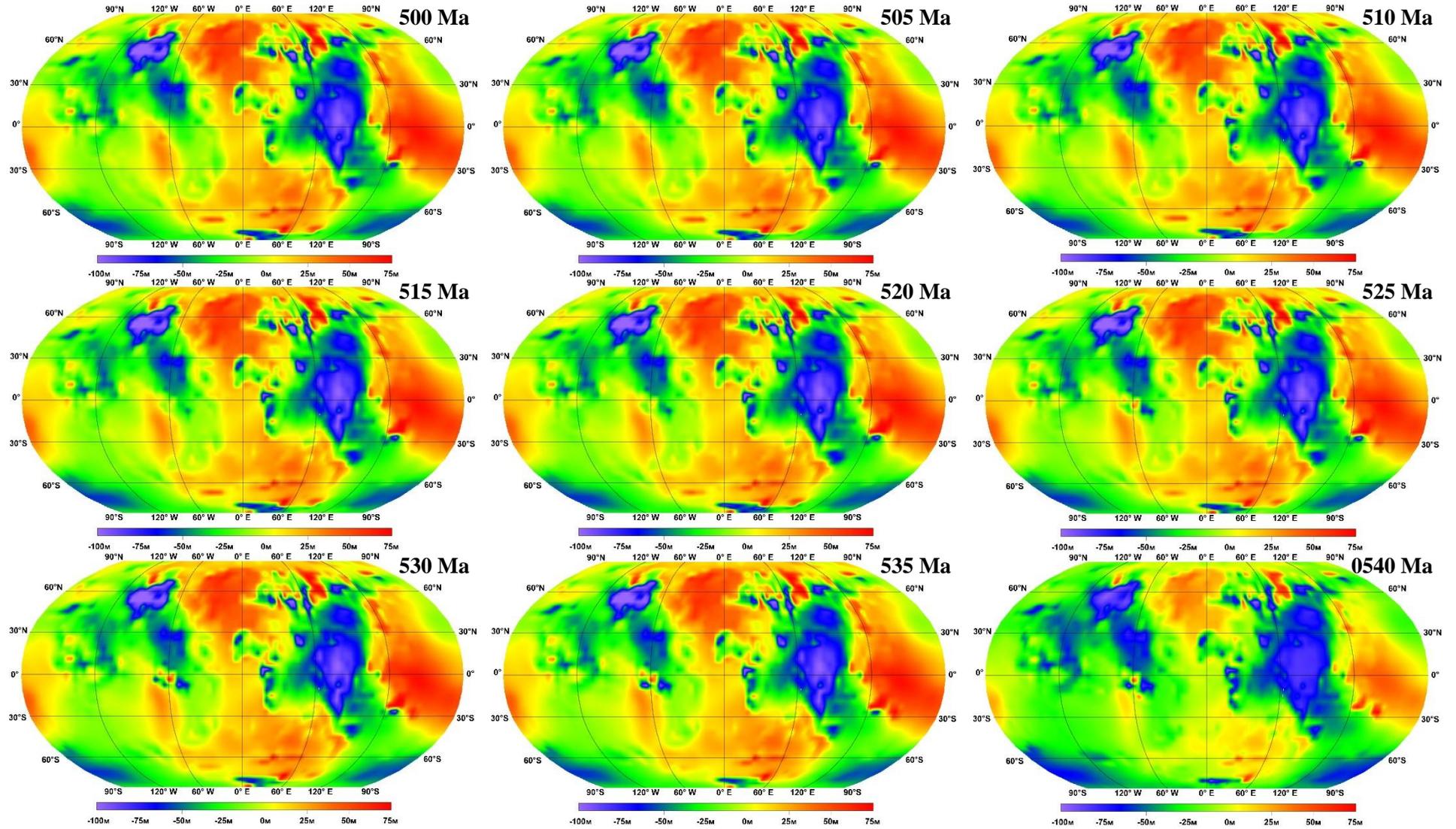
Продовження додатка А



Продовження додатка А



Продовження додатка А



Додаток Б

Результати апроксимації фігури палеогеоїдів двовісним еліпсоїдом обертання

<i>Рік, млн років</i>	$x_0, м$	$y_0, м$	$z_0, м$	$a, м$	$b, м$	l/f	$B_b, °$	$L_a, °$	$R_{серп}, м$	$\sigma_{x_0}, м$	$\sigma_{y_0}, м$	$\sigma_{z_0}, м$	$\sigma_a, м$	$\sigma_b, м$	$\sigma_{1/f}$	σ_{κ}''	σ_{ζ}''
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
5	0.055	0.042	0.034	6378133.848	6356749.144	298.25682	89.999917	59.282525	6370997.632	0.133	0.102	0.084	0.229	0.230	0.005	0.009	0.009
10	0.068	0.072	0.020	6378133.806	6356749.122	298.25710	89.999867	-82.094536	6370997.597	0.126	0.133	0.036	0.229	0.229	0.005	0.009	0.009
15	0.064	0.023	0.097	6378133.751	6356749.046	298.25680	89.999892	-79.598275	6370997.534	0.100	0.037	0.153	0.228	0.229	0.005	0.009	0.009
20	0.047	0.045	0.008	6378133.646	6356748.980	298.25734	89.999907	-57.258293	6370997.443	0.133	0.129	0.023	0.228	0.228	0.005	0.009	0.009
25	0.082	0.024	0.046	6378133.474	6356748.811	298.25738	89.999975	-36.274700	6370997.272	0.158	0.046	0.088	0.228	0.229	0.005	0.009	0.009
30	0.135	0.058	0.027	6378133.360	6356748.683	298.25718	89.999988	30.840426	6370997.153	0.169	0.072	0.033	0.228	0.229	0.005	0.009	0.009
35	0.124	0.144	0.082	6378133.206	6356748.487	298.25658	89.999914	-43.221460	6370996.985	0.112	0.130	0.075	0.229	0.229	0.005	0.009	0.009
40	0.105	0.103	0.073	6378133.052	6356748.293	298.25602	89.999862	68.035396	6370996.818	0.120	0.118	0.083	0.230	0.230	0.005	0.009	0.009
45	0.099	0.103	0.026	6378132.735	6356748.052	298.25707	89.999957	-49.236930	6370996.526	0.129	0.135	0.034	0.232	0.233	0.005	0.009	0.009
50	0.084	0.041	0.052	6378132.461	6356747.781	298.25709	89.999860	-86.296420	6370996.253	0.150	0.074	0.094	0.235	0.235	0.005	0.009	0.009
55	0.072	0.022	0.038	6378132.402	6356747.769	298.25774	89.999835	60.911040	6370996.210	0.163	0.051	0.086	0.234	0.234	0.005	0.009	0.009
60	0.051	0.014	0.120	6378132.450	6356747.792	298.25739	89.999863	81.887815	6370996.249	0.075	0.021	0.174	0.233	0.233	0.005	0.009	0.009
65	0.027	0.005	0.119	6378132.506	6356747.859	298.25756	89.999984	-5.164742	6370996.309	0.042	0.007	0.184	0.232	0.232	0.005	0.009	0.009
70	0.019	0.004	0.134	6378132.585	6356747.862	298.25650	89.999925	6.658000	6370996.363	0.027	0.005	0.187	0.232	0.232	0.005	0.009	0.009
75	0.129	0.080	0.087	6378132.499	6356747.847	298.25748	89.999966	3.783595	6370996.300	0.141	0.088	0.095	0.234	0.234	0.005	0.009	0.009
80	0.122	0.114	0.026	6378132.502	6356747.889	298.25803	89.999962	-51.881302	6370996.317	0.139	0.130	0.030	0.236	0.236	0.005	0.009	0.009
85	0.139	0.066	0.065	6378132.500	6356747.891	298.25808	89.999939	-23.032882	6370996.315	0.161	0.076	0.075	0.236	0.237	0.005	0.009	0.009
90	0.144	0.066	0.134	6378132.546	6356747.828	298.25657	89.999887	-37.143923	6370996.326	0.134	0.062	0.126	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
95	0.173	0.052	0.166	6378132.536	6356747.763	298.25580	89.999927	73.300316	6370996.297	0.138	0.042	0.132	0.239	0.239	0.005	0.009	0.009
100	0.216	0.108	0.035	6378132.515	6356747.791	298.25649	89.999941	42.643038	6370996.292	0.173	0.087	0.028	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
105	0.099	0.104	0.022	6378132.453	6356747.746	298.25671	89.999821	-7.218206	6370996.235	0.134	0.141	0.030	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
110	0.035	0.039	0.076	6378132.418	6356747.620	298.25546	89.999849	-62.303046	6370996.170	0.075	0.083	0.163	0.242	0.242	0.006	0.009	0.009
115	0.032	0.040	0.089	6378132.295	6356747.593	298.25677	89.999847	-5.932379	6370996.080	0.062	0.078	0.172	0.244	0.244	0.006	0.009	0.009

Продовження додатку Б

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
120	0.030	0.110	0.120	6378132.297	6356747.633	298.25731	89.999732	3.713236	6370996.094	0.036	0.133	0.145	0.245	0.245	0.006	0.009	0.009
125	0.032	0.077	0.160	6378132.294	6356747.629	298.25729	89.999749	28.843574	6370996.091	0.036	0.085	0.178	0.245	0.245	0.006	0.009	0.009
130	0.029	0.043	0.149	6378132.330	6356747.629	298.25680	89.999763	33.187398	6370996.115	0.037	0.055	0.189	0.245	0.245	0.006	0.009	0.009
135	0.016	0.017	0.047	6378132.354	6356747.666	298.25698	89.999771	63.294255	6370996.143	0.061	0.063	0.180	0.245	0.246	0.006	0.009	0.009
140	0.021	0.062	0.005	6378132.353	6356747.639	298.25662	89.999805	59.367992	6370996.133	0.065	0.189	0.017	0.246	0.246	0.006	0.009	0.009
145	-0.005	0.065	0.064	6378132.401	6356747.788	298.25802	89.999784	33.398021	6370996.215	0.011	0.144	0.141	0.244	0.248	0.006	0.009	0.009
150	0.026	0.074	0.065	6378132.445	6356747.727	298.25655	89.999783	40.377513	6370996.224	0.052	0.145	0.129	0.246	0.247	0.006	0.009	0.009
155	0.089	0.043	0.012	6378132.826	6356748.163	298.25735	89.999898	82.163524	6370996.623	0.177	0.085	0.023	0.242	0.242	0.006	0.009	0.009
160	0.091	0.055	0.052	6378133.206	6356748.623	298.25847	89.999891	-30.324986	6370997.030	0.150	0.090	0.086	0.238	0.239	0.005	0.009	0.009
165	0.102	0.036	0.046	6378133.241	6356748.655	298.25844	89.999880	-55.805477	6370997.064	0.169	0.060	0.077	0.239	0.239	0.005	0.009	0.009
170	0.076	0.062	0.057	6378133.299	6356748.723	298.25858	89.999976	-39.401526	6370997.126	0.131	0.107	0.098	0.239	0.240	0.005	0.009	0.009
175	0.074	0.062	0.020	6378133.412	6356748.804	298.25814	89.999953	45.040138	6370997.228	0.147	0.122	0.040	0.239	0.240	0.005	0.009	0.009
180	0.116	0.032	0.025	6378133.644	6356749.075	298.25869	89.999903	3.033122	6370997.473	0.185	0.051	0.040	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
185	0.038	0.005	0.112	6378133.436	6356748.828	298.25815	89.999884	58.167138	6370997.252	0.063	0.009	0.185	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
190	0.023	-0.001	0.134	6378133.355	6356748.750	298.25817	89.999847	84.445606	6370997.172	0.033	0.002	0.194	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
195	0.118	0.018	0.026	6378133.349	6356748.725	298.25791	89.999923	-80.725435	6370997.160	0.190	0.029	0.042	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
200	0.049	0.003	0.119	6378133.343	6356748.699	298.25764	89.999880	36.767226	6370997.147	0.075	0.005	0.182	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
205	0.143	0.074	0.042	6378133.386	6356748.765	298.25795	89.999845	53.093489	6370997.198	0.169	0.087	0.050	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
210	0.174	0.073	0.012	6378133.403	6356748.837	298.25872	89.999825	39.080248	6370997.233	0.181	0.076	0.012	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
215	0.167	0.048	0.071	6378133.426	6356748.859	298.25871	89.999854	28.717009	6370997.256	0.175	0.050	0.074	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
220	0.175	0.034	0.024	6378133.432	6356748.840	298.25836	89.999892	41.676670	6370997.253	0.191	0.038	0.026	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
225	0.118	0.077	0.185	6378133.356	6356748.804	298.25891	89.999800	44.995906	6370997.191	0.100	0.065	0.156	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
230	0.112	0.082	0.184	6378133.425	6356748.836	298.25840	89.999897	67.052362	6370997.247	0.096	0.070	0.157	0.241	0.242	0.005	0.009	0.009
235	0.145	0.129	0.093	6378133.659	6356749.049	298.25812	89.999940	-48.393081	6370997.474	0.133	0.118	0.085	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
240	0.130	0.115	0.040	6378133.796	6356749.200	298.25833	89.999877	55.272269	6370997.616	0.143	0.127	0.045	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
245	0.122	0.036	0.077	6378133.796	6356749.213	298.25850	89.999904	-47.630704	6370997.621	0.161	0.048	0.101	0.239	0.240	0.005	0.009	0.009
250	0.092	0.051	0.059	6378133.759	6356749.203	298.25888	89.999882	58.507603	6370997.592	0.148	0.082	0.095	0.238	0.238	0.005	0.009	0.009
255	0.055	0.020	0.091	6378133.725	6356749.183	298.25908	89.999827	-85.875521	6370997.563	0.098	0.036	0.163	0.236	0.237	0.005	0.009	0.009

Продовження додатку Б

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
260	0.031	-0.002	0.158	6378133.634	6356749.090	298.25904	89.999895	-81.711436	6370997.472	0.037	0.003	0.190	0.237	0.237	0.005	0.009	0.009
265	0.072	0.023	0.144	6378133.636	6356749.082	298.25890	89.999926	-86.624708	6370997.470	0.086	0.028	0.172	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
270	0.135	0.047	0.154	6378133.664	6356749.113	298.25894	89.999875	50.285589	6370997.499	0.124	0.044	0.142	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
275	0.153	0.057	0.166	6378133.722	6356749.164	298.25885	89.999865	50.219378	6370997.554	0.127	0.047	0.139	0.238	0.238	0.005	0.009	0.009
280	0.179	0.085	0.136	6378133.755	6356749.193	298.25880	89.999820	32.421492	6370997.586	0.145	0.069	0.110	0.238	0.238	0.005	0.009	0.009
285	0.157	0.051	0.164	6378133.814	6356749.238	298.25861	89.999847	34.752827	6370997.640	0.131	0.043	0.137	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
290	0.151	0.056	0.164	6378133.878	6356749.323	298.25890	89.999835	86.921366	6370997.712	0.127	0.047	0.138	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
295	0.118	0.017	0.181	6378133.922	6356749.353	298.25870	89.999822	71.266243	6370997.751	0.105	0.015	0.162	0.237	0.238	0.005	0.009	0.009
300	0.027	0.000	0.244	6378133.968	6356749.370	298.25830	89.999843	-87.453458	6370997.787	0.022	0.000	0.193	0.238	0.239	0.005	0.009	0.009
305	0.203	0.078	0.029	6378133.995	6356749.423	298.25867	89.999844	58.497978	6370997.823	0.180	0.069	0.026	0.239	0.239	0.005	0.009	0.009
310	0.153	0.066	0.049	6378133.994	6356749.372	298.25796	89.999821	63.624909	6370997.805	0.172	0.074	0.055	0.239	0.240	0.005	0.009	0.009
315	0.090	0.044	0.014	6378133.990	6356749.368	298.25797	89.999767	55.565319	6370997.802	0.174	0.086	0.028	0.239	0.240	0.005	0.009	0.009
320	0.074	0.078	0.016	6378134.005	6356749.388	298.25803	89.999750	57.132359	6370997.818	0.133	0.141	0.028	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
325	0.078	0.070	0.062	6378133.954	6356749.264	298.25701	89.999815	40.157453	6370997.743	0.126	0.114	0.100	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
330	0.059	0.062	0.062	6378133.867	6356749.130	298.25636	89.999745	47.317613	6370997.640	0.110	0.116	0.116	0.241	0.242	0.005	0.009	0.009
335	0.035	0.048	0.070	6378133.777	6356749.047	298.25645	89.999838	48.732014	6370997.552	0.074	0.103	0.151	0.241	0.242	0.005	0.009	0.009
340	0.008	-0.010	0.074	6378133.700	6356748.985	298.25666	89.999749	60.698016	6370997.481	0.020	0.027	0.194	0.241	0.241	0.005	0.009	0.009
345	0.023	-0.040	0.078	6378133.645	6356748.995	298.25756	89.999795	53.143110	6370997.447	0.049	0.087	0.169	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
350	0.020	-0.005	0.096	6378133.578	6356748.913	298.25736	89.999737	50.588509	6370997.375	0.040	0.010	0.192	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
355	0.019	-0.023	0.054	6378133.470	6356748.847	298.25793	89.999754	66.516250	6370997.281	0.061	0.074	0.172	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
360	0.024	-0.016	0.090	6378133.411	6356748.804	298.25815	89.999773	67.639781	6370997.227	0.049	0.033	0.187	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
365	0.031	-0.037	0.055	6378133.437	6356748.801	298.25775	89.999812	73.972163	6370997.243	0.083	0.099	0.147	0.240	0.240	0.005	0.009	0.009
370	0.014	-0.005	0.079	6378133.399	6356748.744	298.25747	89.999847	69.713505	6370997.199	0.033	0.012	0.193	0.240	0.241	0.005	0.009	0.009
375	0.034	-0.030	0.085	6378133.309	6356748.645	298.25736	89.999807	75.291025	6370997.107	0.070	0.061	0.174	0.241	0.242	0.005	0.009	0.009
380	0.030	-0.036	0.071	6378133.196	6356748.563	298.25778	89.999799	70.873034	6370997.004	0.069	0.084	0.165	0.242	0.243	0.006	0.009	0.009
385	0.011	0.003	0.049	6378133.183	6356748.536	298.25758	89.999825	72.845509	6370996.986	0.043	0.012	0.194	0.243	0.244	0.006	0.009	0.009
390	0.023	0.009	0.043	6378133.150	6356748.497	298.25751	89.999806	61.580612	6370996.951	0.092	0.036	0.174	0.245	0.245	0.006	0.009	0.009

Продовження додатка Б

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
395	0.044	0.067	0.037	6378133.074	6356748.410	298.25734	89.999829	50.763860	6370996.872	0.100	0.152	0.085	0.246	0.246	0.006	0.009	0.009
400	0.037	0.045	0.012	6378132.978	6356748.322	298.25745	89.999773	43.720775	6370996.778	0.125	0.153	0.040	0.247	0.247	0.006	0.009	0.009
405	0.037	0.045	0.012	6378132.978	6356748.322	298.25745	89.999773	43.720775	6370996.778	0.125	0.153	0.040	0.247	0.247	0.006	0.009	0.009
410	0.036	0.002	0.073	6378132.760	6356748.141	298.25796	89.999787	46.051105	6370996.573	0.089	0.005	0.181	0.247	0.247	0.006	0.009	0.009
415	0.057	0.011	0.051	6378132.657	6356748.025	298.25776	89.999850	47.238062	6370996.465	0.148	0.030	0.134	0.248	0.248	0.006	0.009	0.009
420	0.042	0.019	0.001	6378132.581	6356747.934	298.25756	89.999834	49.143980	6370996.384	0.185	0.084	0.006	0.248	0.249	0.006	0.009	0.009
425	0.024	0.003	0.122	6378132.558	6356747.922	298.25771	89.999869	27.671612	6370996.364	0.039	0.006	0.199	0.248	0.249	0.006	0.009	0.009
430	0.027	-0.004	0.140	6378132.548	6356747.961	298.25839	89.999814	33.748513	6370996.371	0.038	0.005	0.199	0.248	0.249	0.006	0.009	0.009
435	-0.010	-0.004	0.109	6378135.555	6356751.319	298.26342	89.999840	40.727966	6370999.495	0.014	0.006	0.153	0.188	0.189	0.004	0.007	0.007
440	0.052	0.021	0.095	6378132.632	6356747.982	298.25752	89.999742	46.248143	6370996.434	0.095	0.039	0.174	0.248	0.248	0.006	0.009	0.009
445	0.059	0.041	0.030	6378132.490	6356747.868	298.25790	89.999771	47.104111	6370996.302	0.155	0.107	0.078	0.249	0.249	0.006	0.009	0.009
450	0.034	0.013	0.045	6378132.377	6356747.744	298.25774	89.999794	36.251131	6370996.185	0.120	0.044	0.159	0.250	0.250	0.006	0.009	0.009
455	0.010	0.001	0.072	6378132.289	6356747.641	298.25753	89.999814	30.552547	6370996.091	0.027	0.003	0.203	0.250	0.251	0.006	0.009	0.009
460	0.020	-0.010	0.061	6378132.180	6356747.546	298.25773	89.999780	39.924466	6370995.988	0.063	0.030	0.192	0.250	0.251	0.006	0.009	0.009
465	0.021	-0.011	0.047	6378132.130	6356747.496	298.25772	89.999764	47.099962	6370995.937	0.082	0.044	0.182	0.251	0.251	0.006	0.009	0.009
470	0.005	0.000	0.042	6378132.077	6356747.423	298.25743	89.999774	42.996502	6370995.878	0.023	0.001	0.203	0.251	0.251	0.006	0.009	0.009
475	0.029	-0.013	0.002	6378132.096	6356747.406	298.25694	89.999822	43.812315	6370995.884	0.188	0.081	0.011	0.251	0.251	0.006	0.009	0.009
480	0.049	-0.044	0.044	6378132.177	6356747.511	298.25729	89.999827	43.900037	6370995.973	0.126	0.113	0.114	0.250	0.251	0.006	0.009	0.009
485	0.025	-0.011	0.108	6378132.227	6356747.568	298.25736	89.999820	45.945465	6370996.026	0.047	0.020	0.198	0.250	0.251	0.006	0.009	0.009
490	0.010	-0.001	0.127	6378132.267	6356747.593	298.25716	89.999803	46.962452	6370996.061	0.016	0.002	0.204	0.250	0.251	0.006	0.009	0.009
495	0.002	0.000	0.108	6378132.254	6356747.608	298.25756	89.999914	40.377338	6370996.057	0.003	0.000	0.205	0.251	0.252	0.006	0.009	0.009
500	3.007	-5.951	7.793	6378312.970	6356912.704	298.04830	89.997266	-37.900191	6371171.555	0.496	0.982	1.286	2.106	2.057	0.047	0.079	0.078
505	0.022	-0.007	0.136	6378132.137	6356747.513	298.25786	89.999808	46.569153	6370995.948	0.033	0.010	0.203	0.252	0.253	0.006	0.009	0.009
510	0.030	-0.029	0.104	6378132.066	6356747.460	298.25811	89.999759	73.445265	6370995.882	0.056	0.053	0.192	0.253	0.253	0.006	0.009	0.009
515	0.019	-0.031	0.111	6378132.003	6356747.422	298.25845	89.999798	67.177521	6370995.828	0.033	0.055	0.197	0.253	0.254	0.006	0.009	0.009
520	0.022	-0.048	0.092	6378131.976	6356747.357	298.25792	89.999857	83.653701	6370995.789	0.043	0.094	0.179	0.253	0.254	0.006	0.009	0.009
525	0.019	-0.013	0.067	6378132.053	6356747.407	298.25755	89.999769	81.405342	6370995.857	0.056	0.038	0.196	0.254	0.254	0.006	0.009	0.009

Продовження додатка Б

530	0.001	0.000	0.097	6378132.060	6356747.445	298.25797	89.999898	48.557509	6370995.874	0.003	0.000	0.208	0.254	0.255	0.006	0.010	0.009
535	-0.004	-0.015	0.138	6378132.083	6356747.443	298.25763	89.999774	27.610991	6370995.888	0.006	0.023	0.206	0.254	0.254	0.006	0.009	0.009
540	-0.005	0.178	0.154	6378134.386	6356749.735	298.25759	89.999950	35.610646	6370998.188	0.004	0.145	0.125	0.234	0.234	0.005	0.009	0.009