

Національна академія наук України
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

ЧЕРКЕС СЕМЕН ІВАНОВИЧ

УДК 550.384+551.248.1

ДИСЕРТАЦІЯ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ ПОРІД КОРОСТЕНСЬКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОГО КОМПЛЕКСУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

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.

_____ Семен ЧЕРКЕС

Науковий керівник: Бахмутов Володимир Георгійович, член-кореспондент НАН України, доктор геологічних наук, професор

Київ – 2026

АНОТАЦІЯ

Черкес С.І. Палеомагнетизм палеопротерозойських порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Українського щита. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 103 Науки про Землю. – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2026.

Дисертаційна робота є комплексним палеомагнітним, петромагнітним, магнітно-мінералогічним та мікроскопічним дослідженням порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Українського щита.

Актуальність теми роботи обумовлена потребою створення сучасних і достовірних моделей геодинамічного розвитку земної кори та мантиї, а також необхідністю вивчення еволюції геомагнітного поля впродовж ранніх етапів геологічної історії Землі.

Розглянуто сучасні проблеми та специфіку палеомагнітних досліджень докембрійських утворень. Показано важливість застосування палеомагнітного методу для розв'язання фундаментальних проблем у сфері наук про Землю, зокрема при вирішенні задач геодинаміки. Цей метод надає кількісну інформацію про горизонтальні переміщення блоків земної кори та розглядається як один із основних інструментів у палеогеографічних дослідженнях нарівні з палеокліматологією, палеобіогеографією та історичною геологією.

Аналіз баз палеомагнітних даних демонструє значний дефіцит надійних палеомагнітних визначень для докембрію. Аргументовано необхідність отримання нових достовірних і взаємоузгоджених визначень напрямку та напруженості давнього геомагнітного поля, із застосуванням новітніх методик і сучасної апаратури.

Метою роботи є отримання надійних палеомагнітних визначень для уточнення траєкторії позірної міграції полюса Східноєвропейської платформи та реконструкції геомагнітного поля у пізньому палеопротерозої.

Об'єктом дослідження є породи коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Українського щита, **предметом дослідження** – палеомагнітні, петромагнітні та магнітно-мінералогічні характеристики гірських порід.

В результаті виконання дисертаційної роботи, використовуючи актуальні методики та сучасне обладнання, автором було досліджено колекції зразків гірських порід Коростенського плутону з 21 точки відбору (~615 зразків різного типу). Більшість досліджених порід відноситься до Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву, вік якого оцінюється у 1761–1758 млн років.

Наукова новизна. В результаті досліджень одержано новий фактичний матеріал, який розширює і поглиблює розуміння особливостей геодинамічного розвитку Східноєвропейської платформи та еволюції геомагнітного поля у палеопротерозої, а саме:

1) на основі напрямків характеристичної компоненти залишкової намагніченості у зразках анортозитів та габро Коростенського плутону розраховано новий палеомагнітний полюс віком 1,76 млрд років для Українського щита, який відповідає сучасним критеріям надійності та може бути запропонований як референтний;

2) вперше отримано параметри анізотропії магнітної сприйнятливості габроїдів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону та досліджено їх магнітну текстуру;

3) розширено знання про особливості складу та генезису феромагнітних мінералів-носіїв залишкової намагніченості досліджуваних порід, а також обґрунтовано, що основним мінералом-носієм характеристичної компоненти намагніченості є одно- та псевдооднодоменні зерна магнетиту;

4) отримано нові оцінки палеонапруженості геомагнітного поля, згідно з якими 1,76 млрд років тому його інтенсивність була вдвічі нижчою за теперішню,

що узгоджується з сучасними уявленнями про еволюцію геомагнітного поля у докембрії;

5) на основі отриманих палеомагнітних даних (тест обернення, вікові варіації, віртуальний дипольний момент) обґрунтовано застосування моделі геоцентричного осевого диполя для палеотектонічних побудов у палеопротерозої;

6) уточнено модель палеопротерозойського сегмента траєкторії позірної міграції полюса Східноєвропейської платформи та її сегментів (Сарматії та Фенноскандії), виконано відповідні розрахунки кінематичних параметрів та палеотектонічні реконструкції.

За результатами магнітно-мінералогічних та мікроскопічних досліджень як основного носія найбільш стабільної (характеристичної) компоненти намагніченості в габроїдах Коростенського плутону було діагностовано майже стехіометричний одно- та псевдооднодоменний магнетит із температурами Кюрі 550–580 °С. Голкоподібні зерна магнетиту знаходяться у вигляді включень в кристалографічно орієнтованих структурах твердого розпаду у плагіоклазах та піроксенах, що забезпечує високу стабільність та збереженість палеомагнітного сигналу. Серед носіїв в'язкої (вторинної) компоненти намагніченості було визначено моноклінний піротин та багатодоменний магнетит, які знаходяться в інтерстиціях породи.

За результатами досліджень анізотропії магнітної сприйнятливості визначено, що анортозити Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону характеризуються слабковираженими або нейтральними еліпсоїдами тензора анізотропії, тоді як габро мають чітко виражені еліпсоїди, а їх орієнтація певною мірою корелює з елементами первинної тектоніки. В деяких колекціях зразків виявлено значний спотворюючий вплив аномально високих значень анізотропії на напрямки векторів характеристичної намагніченості, що було враховано при розрахунку палеомагнітних напрямків.

Методом компонентного аналізу виділено високотемпературну характеристичну компоненту намагніченості термозалишкової природи в анортозитах та габро, яка за усіма ознаками є первинною, що підтверджується

експериментально: 1) спектрами деблокуючих температур та змінних магнітних полів у діапазонах 500–600 °C та 20–100 мТл відповідно; 2) наявністю антиподальних напрямків характеристичної компоненти намагніченості, яка проходить тест обернення з параметрами $\gamma = 8,60^\circ$ та $\gamma_c = 9,37^\circ$ (клас «Б»); 3) наявністю ізолюваних у силікатній матриці мікроскопічних голчастих зерен ексклюзійного магнетиту; 4) узгодженням результатів із визначеннями, отриманими для інших близьких за віком порід Волинського та Інгульського мегаблоків Українського щита.

Було визначено середні напрямки первинної залишкової намагніченості для 10 точок відбору. Розрахований на основі цих напрямків палеомагнітний полюс віком 1,76 млрд років ($\Phi = 26,6^\circ$, $\lambda = 168,0^\circ$, $A_{95} = 3,6^\circ$, $N_s = 10$) відповідає сучасним критеріям надійності (індекс якості за Ван дер Ву $Q_v = 6$) і може бути прийнятий як референтний (ключовий) при палеотектонічних реконструкціях Сарматії.

За результатами визначення палеонапруженості методом Тельє–Кое встановлено, що 1,76 млрд років тому інтенсивність геомагнітного поля була вдвічі меншою за теперішню, на що вказують розраховані значення віртуального дипольного моменту $(2,59\text{--}5,98) \cdot 10^{22}$ А·м². Отримані результати щодо палеонапруженості, тесту обернення (позитивний, клас «Б») та аналізу вікових варіацій ($S = 10,8^\circ$) не суперечать дипольній моделі геомагнітного поля у докембрії, що дозволяє обґрунтовано застосовувати модель геоцентричного осьового диполя для докембрійських палеотектонічних реконструкцій.

Створено оновлену модель траєкторії позірної міграції полюса для Сарматії та Фенноскандії на основі аналізу найбільш достовірних палеомагнітних полюсів для палеопротерозою Східноєвропейської платформи та її сегментів, що дозволило розрахувати їхні кінематичні характеристики у цей період. Відповідно до нових палеомагнітних визначень, у період 1,76–1,75 млрд років тому Сарматія (порівняно з її сучасним положенням у складі Східноєвропейської платформи) була повернута відносно Фенноскандії на $\sim 40^\circ$ проти годинникової стрілки. Отже, остаточна амальгамація цих блоків із подальшим формуванням палеоконтиненту Балтика відбулася не раніше ніж 1,75 млрд років тому.

Теоретичне значення роботи полягає в отриманні нових фундаментальних знань про еволюцію геомагнітного поля та кінематику літосферних плит у палеопротерозої. Одержані дані становлять надійну основу для уточнення глобальних палеотектонічних реконструкцій, вивчення циклів збірки та розпаду суперконтинентів, а також розуміння режимів роботи геодинамо та глибинних процесів у надрах Землі (мантійна конвекція, плюми, субдукція, істинне зміщення полюса й зародження твердого ядра).

Практичне значення. Розрахований новий палеомагнітний полюс може бути використаний як референтний при створенні та уточненні палеотектонічних схем Східноєвропейської платформи. Результати петромагнітних досліджень можуть бути залучені для структурного аналізу при з'ясуванні умов формування інтрузивних тіл, а також для побудови об'ємних гравімагнітних моделей глибинної будови Коростенського плутону та Волинського мегаблоку Українського щита. Результати магнітно-мінералогічних і мікроскопічних досліджень мають прикладне значення для подальшого вивчення феномену магнетизму інтрузивних порід. Матеріали дисертації можуть бути впроваджені в освітній процес при підготовці фахівців зі спеціальності 103 Науки про Землю.

Ключові слова: Коростенський плутон, Український щит, Східноєвропейська платформа, палеопротерозой, габроїди, палеомагнетизм, петромагнетизм, палеонапруженість, палеотектонічні реконструкції.

ABSTRACT

Cherkes S.I. Palaeomagnetism of Palaeoproterozoic rocks of the Korosten anorthosite-rapakivi granite complex of the Ukrainian Shield. – Qualification scientific work on the rights of manuscript.

PhD thesis for the degree of Doctor of Philosophy in Speciality 103 Earth Sciences. – Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2026.

The PhD thesis is a comprehensive palaeomagnetic, rock magnetic, magneto-mineralogical, and microscopic study of the rocks of the Korosten anorthosite-rapakivi granite complex of the Ukrainian Shield.

The relevance of this research stems from the need to create modern and reliable models of the geodynamic evolution of the Earth's crust and mantle, as well as the necessity to study the evolution of the geomagnetic field during the early stages of the Earth's geological history.

Modern problems and specifics of palaeomagnetic studies of Precambrian formations are considered. The importance of applying the palaeomagnetic method for solving fundamental problems in the field of Earth sciences, particularly in addressing geodynamic tasks, is demonstrated. This method provides quantitative information on horizontal displacements of crustal blocks and is considered one of the primary tools in palaeogeographical research, along with palaeoclimatology, palaeobiogeography, and historical geology.

The analysis of palaeomagnetic databases demonstrates a significant deficit of reliable palaeomagnetic determinations for the Precambrian. The necessity of obtaining new reliable and mutually consistent determinations of the direction and intensity of the ancient geomagnetic field, using the latest techniques and modern equipment, is argued.

The aim of the work is to obtain reliable palaeomagnetic determinations to refine the apparent polar wander path of the East European Craton and to reconstruct the geomagnetic field in the Late Palaeoproterozoic.

The object of the study is the rocks of the Korosten anorthosite-rapakivi granite complex of the Ukrainian Shield, while **the subject** of the study is the palaeomagnetic, rock magnetic, and magneto-mineralogical characteristics of the rocks.

As a result of the thesis, using up-to-date techniques and modern equipment, the author studied rock sample collections from the Korosten pluton from 21 sampling sites (~615 specimens of various types). Most of the studied rocks belong to the Volodarsk-Volynskyi gabbro-anorthosite massif, the age of which is estimated at 1761–1758 Ma.

Scientific novelty. As a result of the research, new factual material has been obtained, which expands and deepens the understanding of the features of the geodynamic evolution of the East European Craton and the evolution of the geomagnetic field in the Palaeoproterozoic, namely:

1) based on the directions of the characteristic remanent magnetisation in the anorthosite and gabbro samples of the Korosten pluton, a new palaeomagnetic pole of 1.76 Ga age has been calculated for the Ukrainian Shield, which meets modern reliability criteria and can be proposed as a reference pole;

2) for the first time, the parameters of the anisotropy of magnetic susceptibility of gabbroids of the Volodarsk-Volynskyi massif of the Korosten pluton were obtained and their magnetic texture was studied;

3) knowledge about the features of the composition and genesis of ferromagnetic carrier minerals of the remanent magnetisation of the studied rocks has been expanded, and it has been substantiated that the main carrier mineral of the characteristic remanent magnetisation is single-domain and pseudo-single-domain magnetite grains;

4) new estimates of the geomagnetic field palaeointensity were obtained, according to which 1.76 Ga ago its intensity was twice as low as the present-day one, which is consistent with modern concepts of the evolution of the geomagnetic field in the Precambrian;

5) based on the obtained palaeomagnetic data (reversal test, palaeosecular variations, virtual dipole moment), the application of the geocentric axial dipole model for palaeotectonic reconstructions in the Palaeoproterozoic is substantiated;

6) the model of the Palaeoproterozoic segment of the apparent polar wander path of the East European Craton and its segments (Sarmatia and Fennoscandia) has been refined, and the corresponding calculations of kinematic parameters and palaeotectonic reconstructions have been performed.

According to the results of magneto-mineralogical and microscopic studies, nearly stoichiometric single-domain and pseudo-single-domain magnetite with Curie temperatures of 550–580 °C was diagnosed as the main carrier of the most stable (characteristic) magnetisation component in the gabbroids of the Korosten pluton. Needle-like magnetite grains are hosted within plagioclases and pyroxenes in the form of inclusions in crystallographically oriented exsolution structures, which ensures high stability and preservation of the palaeomagnetic signal. Among the carriers of the viscous (secondary) magnetisation component, monoclinic pyrrhotite and multi-domain magnetite located in the rock interstices were identified.

Based on the results of the anisotropy of magnetic susceptibility studies, it was determined that the anorthosites of the Volodarsk-Volynskyi massif of the Korosten pluton are characterised by weakly defined or neutral ellipsoids of the anisotropy tensor, whereas the gabbros have clearly expressed ellipsoids, and their orientation correlates to some extent with the paleoflow orientations. In some sample collections, a significant distorting effect of anomalously high anisotropy values on the directions of the characteristic magnetisation vectors was detected, which was taken into account when calculating the palaeomagnetic directions.

Using the principal component analysis method, a high-temperature characteristic component of magnetisation of thermoremanent origin was isolated in the anorthosites and gabbros. By all indications, this component is primary, which is confirmed experimentally by: 1) unblocking temperature spectra and alternating magnetic field spectra in the ranges of 500–600 °C and 20–100 mT, respectively; 2) the presence of antipodal directions of the characteristic magnetisation component, which passes the reversal test with parameters $\gamma = 8.60^\circ$ and $\gamma_c = 9.37^\circ$ (class B); 3) the presence of microscopic needle-like exsolution magnetite grains isolated in the silicate matrix;

4) consistency of the results with determinations obtained for other rocks of similar age from the Volyn and Inhul domains of the Ukrainian Shield.

Site-mean directions of the primary remanent magnetisation were determined for 10 sampling sites. The palaeomagnetic pole of 1.76 Ga age calculated on the basis of these directions ($\Phi = 26.6^\circ$, $\lambda = 168.0^\circ$, $A_{95} = 3.6^\circ$, $N_s = 10$) meets modern reliability criteria (Van der Voo quality index $Q_v = 6$) and can be accepted as a reference pole for palaeotectonic reconstructions of Sarmatia.

According to the results of palaeointensity determination by the Thellier-Coe method, it was established that 1.76 Ga ago the geomagnetic field intensity was twice as low as the present-day one, as indicated by the calculated virtual dipole moment values of $(2.59\text{--}5.98) \times 10^{22} \text{ Am}^2$. The obtained results regarding the palaeointensity, the reversal test (positive, class B), and the palaeosecular variation analysis ($S = 10.8^\circ$) do not contradict the dipole model of the geomagnetic field in the Precambrian, which allows the justified application of the geocentric axial dipole model for Precambrian palaeotectonic reconstructions.

An updated model of the apparent polar wander path for Sarmatia and Fennoscandia has been developed based on the analysis of the most reliable palaeomagnetic poles for the Palaeoproterozoic of the East European Craton and its segments, allowing the calculation of their kinematic characteristics during this period. According to the new palaeomagnetic determinations, in the period of 1.76–1.75 Ga, Sarmatia (compared to its modern position within the East European Craton) was rotated counterclockwise by $\sim 40^\circ$ relative to Fennoscandia. Consequently, the final amalgamation of these blocks with the subsequent formation of the Baltica palaeocontinent occurred no earlier than 1.75 Ga ago.

The theoretical significance of the work lies in obtaining new fundamental knowledge about the evolution of the geomagnetic field and the kinematics of lithospheric plates in the Palaeoproterozoic. The obtained data provide a reliable basis for refining global palaeotectonic reconstructions, studying the cycles of assembly and breakup of supercontinents, as well as understanding the regimes of the geodynamo and deep processes within the Earth's interior (mantle convection, plumes, subduction, true polar wander, and the nucleation of the solid inner core).

Practical significance. The calculated new palaeomagnetic pole can be used as a reference pole in the creation and refinement of palaeotectonic schemes of the East European Craton. The results of rock magnetic studies can be involved in structural analysis when clarifying the conditions of intrusive body formation, as well as for construction of 3D gravimagnetic models of the deep structure of the Korosten pluton and the Volyn domain of the Ukrainian Shield. The results of magneto-mineralogical and microscopic studies have an applied significance for further investigation of the phenomenon of intrusive rock magnetism. The materials of the thesis can be implemented into the educational process of specialists in Speciality 103 Earth Sciences.

Key words: Korosten pluton, Ukrainian Shield, East European Craton, Palaeoproterozoic, gabbroids, palaeomagnetism, rock magnetism, palaeointensity, palaeotectonic reconstructions.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. **Cherkes, S.** (2025). New results of palaeomagnetic and rock magnetic studies of gabbroids of the Korosten pluton of the Ukrainian Shield. *Geodynamics*, 2(39), 129–144. <https://doi.org/10.23939/jgd2025.02.129>
2. Бахмутов, В., Митрохин, О., **Черкес, С.**, & Поляченко, Є. (2025). Магнетизм і анізотропія магнітної сприйнятливості габроїдів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону Українського щита. *Геофізичний журнал*, 47(4), 90–121. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i4.335689>
3. Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Poliachenko, I., & **Cherkes, S.** (2023). New palaeomagnetic data for Palaeoproterozoic AMCG complexes of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(4), 3–19. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286283>

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

4. Бахмутов, В.Г., Митрохин, О.В., **Черкес, С.І.**, & Поляченко, Є.Б. (2025). Магнітна текстура габроїдів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону Українського щита. В В.Г. Бахмутов, К.В. Вовк, В.А. Ільєнко, В.М. Загнітко, М.С. Ковальчук, Т.О. Кошлякова, Г.О. Кульчецька, І.М. Луньова, І.А. Самборська, & В.В. Сукач (Ред.), *Геологічна будова та корисні копалини України: Збірник тез всеукраїнської наукової конференції (Київ, 16–17 вересня 2025 р.)* (с. 176–180). НАН України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. <https://igmr.org.ua/pdf/Abstracts2025.pdf>.
5. **Черкес, С.І.**, Бахмутов, В.Г., Митрохин, О.В., Поляченко, Є.Б., & Литвиненко, Ю.О. (2024). Палеотектонічна реконструкція Східноєвропейської платформи у палеопротерозої за результатами палеомагнітних досліджень. В *Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака): Збірник матеріалів наукової конференції (Київ, 17–18 вересня 2024 р.)* (с. 287–291). НАН

України, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка.
<https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.60>.

6. **Cherkes, S.**, Poliachenko, I., Hlavatskyi, D., Melnyk, G., & Bakhmutov, V. (2024). Palaeogeography of Ukraine from the Precambrian to the Quaternary: recent achievements of the Kyiv palaeomagnetic school. In *Ideas and Innovations in Earth Sciences: Proceedings of the 10-th International Geosciences conference of young researchers, 23–24 May 2024, Kyiv, Ukraine* (pp. 101–103). Department of Geosciences, NAS of Ukraine. <https://doi.org/10.30836/igs.iies.2024.33>.

7. **Cherkes, S.**, Bakhmutov, V., Poliachenko, I., Mytrokhyn, O., Shpyra, V., & Yakukhno, V. (2023). Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic rocks of the ~2 Ga Novoukrainka and Buky massifs of the Ukrainian shield. *XVII International Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment”*, 7–10 November 2023, Kyiv, Ukraine, Mon23-199. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.2023520199>.

8. **Cherkes, S.**, Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Poliachenko, I., & Skarboviychuk, T. (2023). Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic basic rocks of the Volodarsk-Volynskyi massif, Korosten plutonic complex. *International Conference of Young Professionals “GeoTerrace-2023”*, 2-4 October 2023, Lviv, Ukraine, GeoTerrace-2023-008. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.2023510008>.

9. Bakhmutov V., Poliachenko I., **Cherkes S.** (2018). From magnetic domains to geologic terranes: paleomagnetism, geotectonics and some earth science problems. *17th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine, 13662. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.201801750>.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ І СКОРОЧЕНЬ.....	16
ВСТУП.....	19
1. СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ ТА ПАЛЕОМАГНІТНА ІНФОРМАТИВНІСТЬ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ УТВОРЕНЬ.....	27
1.1. Палеомагнетизм у вирішенні проблем геодинаміки докембрію.....	27
1.1.1. Палеомагнетизм та геодинаміка.....	30
1.1.2. Палеомагнітні бази даних та геомагнітне поле докембрію.....	34
1.2. Палеомагнітна інформативність докембрійських порід та дослідження порід Українського щита	38
1.3 Східноєвропейська платформа у протерозої.....	45
Висновки до розділу 1	52
2. ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ	54
2.1. Геологічна будова коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу	54
2.2. Геохронологія досліджуваних порід.....	59
Висновки до розділу 2	61
3. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	63
3.1. Польові роботи та підготовка зразків	63
3.1.1. Загальні принципи вибору об'єкту досліджень	63
3.1.2. Польові роботи та пробопідготовка.....	65
3.2. Палеомагнітні дослідження.....	67
3.2.1. Визначення напрямків векторів природної залишкової намагніченості.....	67
3.2.2. Визначення палеонапруженості магнітного поля.....	70
3.3. Петромагнітні та магнітно-мінералогічні дослідження.....	73
Висновки до розділу 3	75
4. ПЕТРОМАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОСЛІДЖУВАНИХ ПОРІД.....	76
4.1. Природна залишкова намагніченість і магнітна сприйнятливість	76

4.2. Ідентифікація магнітних мінералів-носіїв природної залишкової намагніченості	81
4.2.1. <i>Результати магнітно-мінералогічних досліджень</i>	82
4.2.2. <i>Результати мікроскопічних досліджень</i>	94
4.3. Анізотропія магнітної сприйнятливості	102
Висновки до розділу 4	113
5. РЕЗУЛЬТАТИ ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	115
5.1. Палеомагнітні напрямки і полюси	115
5.2. Палеонапруженість геомагнітного поля	127
5.2.1. <i>Критерії оцінки достовірності отриманих результатів</i>	129
5.2.2. <i>Результати процедури Тельє-Коє</i>	130
Висновки до розділу 5	137
6. ТРАЄКТОРІЯ ПОЗІРНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЮСА ТА ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ У ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЇ	139
6.1. Вибірка палеомагнітних полюсів та траєкторія позірної міграції полюса	139
6.2. Палеотектонічна реконструкція	145
Висновки до розділу 6	151
ВИСНОВКИ	153
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	156
ДОДАТОК А. ПРОТОКОЛ ПРОЦЕДУРИ ТЕЛЬЄ-КОЄ	183
ДОДАТОК Б. МАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОСЛІДЖУВАНИХ КОЛЕКЦІЙ ПОРІД	184
ДОДАТОК В. ЕЛЕКТРОННО-МІКРОСКОПІЧНИЙ ТА МІКРОЗОНДОВИЙ АНАЛІЗИ	186
ДОДАТОК Г. ВИДІЛЕНІ КОМПОНЕНТИ НАМАГНІЧЕНОСТІ, ВІРТУАЛЬНІ ПАЛЕОМАГНІТНІ ПОЛЮСИ ТА ПРИКЛАДИ РЕЗУЛЬТАТІВ АНАЛІЗУ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ І КРУГІВ ПЕРЕМАГНІЧУВАННЯ	193
ДОДАТОК Д. РЕЗУЛЬТАТИ ВИЗНАЧЕННЯ ПАЛЕОНАПРУЖЕНОСТІ ТА СТАТИСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ КРИТЕРІЇВ ОЦІНКИ	200

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ І СКОРОЧЕНЬ

Скорочення:

AF-чистка	– розмагнічування змінним магнітним полем
T-чистка	– температурне розмагнічування
АМС	– анізотропія магнітної сприйнятливості
АРГК	– анортозит-рапаківігранітний комплекс
БД	– багатодоменний
ВВМ	– Володарськ-Волинський масив
ВГП	– віртуальний геомагнітний полюс
ВДМ	– віртуальний дипольний момент
ІМП	– істинна міграція полюса
КП	– Коростенський плутон
МКВ	– максимальне кутове відхилення
НТК	– низькотемпературна компонента намагніченості
ОД	– однодоменний
ПОД	– псевдооднодоменний
ПТЗН	– парціальна термозалишкова намагніченість
СЄП	– Східноєвропейська платформа
СМПЗ	– сучасне магнітне поле Землі
ТЗН	– термозалишкова намагніченість
ТПМП	– траєкторія позірної міграції полюса
УЩ	– Український щит
ХКН	– характеристична компонента намагніченості

Магнітні властивості, палеомагнітні напрямки і полюси:

J_n	– природна залишкова намагніченість
J_r	– ізотермічна залишкова намагніченість
J_s	– намагніченість насичення
J_{rs}	– залишкова намагніченість насичення

B_c	– коерцитивна сила
B_{cr}	– залишкова коерцитивна сила
T_c	– температура Кюрі
T_{ub}	– деблокуюча температура
Q	– фактор Кенігсбергера
χ	– магнітна сприйнятливість, виміряна по довільній осі зразка
$\chi(T)$	– залежність магнітної сприйнятливості від температури
D	– середнє для точки відбору схилення вектора намагніченості
I	– середнє для точки відбору нахилення вектора намагніченості
n/N	– відношення загальної кількості досліджених зразків у колекції до кількості зразків, для яких було виділено напрямки намагніченості, за якими розраховано середній напрямок
k	– купчастість векторів для середнього палеомагнітного напрямку
α_{95}	– радіус конуса довіри для середнього напрямку намагніченості при 95%-ій ймовірності
S	– оцінка дисперсії для сукупності палеомагнітних напрямків
λ	– довгота точки відбору
φ	– широта точки відбору
A	– довгота палеомагнітного полюса
Φ	– широта палеомагнітного полюса
dp/dm	– півосі еліпса довіри для віртуального геомагнітного полюса при 95%-ій ймовірності
A_{95}	– круг довіри для палеомагнітного полюса при 95%-ій ймовірності
N_s	– кількість точок відбору, за якими розраховано середній палеомагнітний напрямок або палеомагнітний полюс
Q_v	– індекс якості палеомагнітного полюса за Ван дер Ву

Анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС):

D_K	– схилення осей тензора АМС
I_K	– нахилення осей тензора АМС
E_{95}	– півосі еліпса довіри напрямків осей тензора АМС при 95%-ій імовірності
K_1	– довга вісь тензора АМС
K_2	– середня вісь тензора АМС
K_3	– коротка вісь тензора АМС
K_m	– середня магнітна сприйнятливість ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$)
P_j	– відкоригований ступінь АМС
F	– магнітна площинність («foliation»; $F = K_2/K_3$)
L	– магнітна лінійність («lineation»; $L = K_1/K_2$)
T_j	– параметр форми еліпсоїда АМС

Палеонапруженість геомагнітного поля:

B_{lab}	– лабораторне магнітне поле
B_{pal}	– напруженість (індукція) давнього геомагнітного поля
T_{b-ub}	– температурний блокуючий та деблокуючий інтервали намагніченості
CDRAT	– сумарний показник різниць перевірок парціальної термозалишкової намагніченості
DRAT	– максимальна абсолютна різниця, отримана під час перевірки парціальної термозалишкової намагніченості
δ_{CK}	– максимальна абсолютна різниця, отримана під час перевірки парціальної термозалишкової намагніченості, нормована на повну термозалишкову намагніченість

ВСТУП

Актуальність теми дослідження. За останні десятиліття значного вдосконалення зазнали як апаратура, так і методика палеомагнітних досліджень, що призвело до істотного прогресу у вивченні ключових параметрів еволюції давнього геомагнітного поля: характеру змін його полярності, напруженості, геометрії (співвідношення дипольної та недипольної компонент) та амплітуди вікових варіацій. Однак більшість знань про геомагнітне поле стосується фанерозою, тоді як докембрій – значно триваліший інтервал геологічної історії – багато в чому залишається «білою плямою». Це обумовлено складністю палеомагнітних досліджень докембрійських утворень, що пов'язано з їх обмеженою розповсюдженістю, часто значним впливом метаморфізму, а також нестачею надійних геохронологічних визначень.

Палеомагнітний метод вважається головним інструментом при виконанні глобальних палеотектонічних реконструкцій, оскільки він дозволяє кількісно оцінювати горизонтальні переміщення блоків земної кори у минулому. Палеомагнітні дані створюють «жорсткий» каркас для розробки моделей дрейфу літосферних плит, процесів їхньої консолідації та розпаду. Саме надійність цих даних визначає достовірність отриманих моделей.

Східноєвропейська платформа (СЄП) є одним з найдавніших і найстабільніших кратонів, який входив до складу докембрійських суперконтинентів (Нуна/Колумбія, Родінія). Еволюція останніх активно досліджується, але саме СЄП характеризується детальною геолого-геофізичною вивченістю та наявністю надійно датованих і доступних для відбору різновікових геологічних утворень. У складі СЄП виділяють окремі сегменти – Фенноскандію, Сарматію та Волго-Уралію, кожен з яких характеризується власною еволюцією. Для розуміння історії геодинамічного розвитку СЄП у протерозої важливим є визначення параметрів дрейфу її сегментів та встановлення кількісних обмежень на час їх консолідації. Вирішити цю проблему можна за допомогою палеомагнітних

досліджень, зокрема палеопротерозойських порід Українського щита (УЩ), спираючись на геохронологічні та геолого-тектонічні дані.

Палеомагнітні дослідження порід території України мають більше ніж 50-річну історію. Слід відзначити великий обсяг робіт, виконаний наприкінці минулого сторіччя співробітниками Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України Н.П. Михайловою, А.М. Глеваською, С.М. Кравченко, В.М. Цикорою та ін., які першими в Україні звернули увагу на палеомагнітну інформативність докембрійських інтрузивних порід УЩ (Михайлова, 1982; Михайлова и Глевасская, 1989; Михайлова и др., 1994; Elming et al., 1993, 1998, 2001). Були отримані магнітні параметри різних магматичних порід докембрійського віку, серед яких виділено палеомагнітно інформативні різновиди. Але з розвитком програмно-апаратної та методичної бази в останні десятиліття змінилися і критерії оцінки надійності даних (Buchan et al., 2013). Через це значна кількість результатів, отриманих у минулому сторіччі, та їхніх інтерпретацій була переглянута.

З огляду на новітні геохронологічні дані для УЩ (Shumlyansky et al., 2017), назріла очевидна необхідність як в уточненні палеотектонічних реконструкцій Сарматії як складової СЄП, так і в отриманні нових знань про еволюцію геомагнітного поля у докембрії. Тому представлена робота є логічним продовженням попередніх досліджень, але вже на якісно новому методичному та апаратному рівні. Використання сучасних підходів у палеомагнітних дослідженнях порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Волинського мегаблоку УЩ дозволило підвищити точність та достовірність визначення параметрів геомагнітного поля докембрію. Отримані результати були використані для уточнення геодинамічного розвитку УЩ.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами і темами. Робота виконувалася у відділі петромагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України в рамках бюджетних тем «Геодинаміка південно-західної частини Східноєвропейської платформи за палеомагнітними даними» (державний реєстраційний номер 0119U000079) та «Палеомагнітна інформативність гірських

порід південно-західної частини Східноєвропейської платформи у вирішенні регіональних задач стратиграфії та геодинаміки» (державний реєстраційний номер 0114U000230).

Метою дисертаційної роботи є отримання надійних палеомагнітних визначень для уточнення траєкторії позірної міграції полюса Східноєвропейської платформи та реконструкції геомагнітного поля у пізньому палеопротерозої.

Для досягнення поставленої мети вирішувалися наступні **завдання**:

1) виконання комплексних петромагнітних, магнітно-мінералогічних та мікроскопічних досліджень порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу УЩ для встановлення мінералів-носіїв залишкової намагніченості;

2) виконання вимірів параметрів анізотропії магнітної сприйнятливості досліджуваних порід, оцінка їхньої інформативності щодо структурного аналізу та впливу на залишкову намагніченість;

3) виділення компонент природної залишкової намагніченості досліджуваних порід, встановлення їхнього генезису, розрахунок палеомагнітних напрямків та полюсів, оцінка інформативності отриманих палеомагнітних визначень для палеогеографічних реконструкцій;

4) визначення палеонапруженості геомагнітного поля у палеопротерозої за найбільш палеомагнітно інформативними зразками, аналіз отриманих результатів;

5) здійснення вибірки найбільш достовірних палеомагнітних визначень для палеопротерозою СЄП із залученням нових даних;

6) побудова траєкторій позірної міграції полюса СЄП та її сегментів, розрахунок кінематичних параметрів для цих сегментів та виконання палеотектонічних реконструкцій.

Об'єкт дослідження – породи коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Українського щита.

Предмет дослідження – палеомагнітні, петромагнітні та магнітно-мінералогічні характеристики досліджуваних порід.

Методи досліджень. У процесі виконання досліджень було використано практично весь арсенал петромагнітних та палеомагнітних методів, накопичених донині в палеомагнітології (Butler, 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Dunlop, Özdemir, 1997; Tauxe, 2010 та ін.). Польові дослідження полягали у детальному геологічному описі точок відбору та структурно-текстурних елементів порід, візуальному визначенні найменш вивітрілих ділянок та пріоритетних ділянок відбору зразків. Петромагнітними та палеомагнітними методами визначалися скалярні та векторні параметри, які відображають різноманітні магнітні властивості гірських порід та їх залежності від впливу температурних та магнітних полів (природна залишкова намагніченість, магнітна сприйнятливість, анізотропія магнітної сприйнятливості, температурні й коерцитивні характеристики та їх співвідношення тощо). Методами оптичної та електронної мікроскопії визначався мінеральний склад досліджуваних порід, встановлювалися геометричні та речовинні характеристики феромагнітних мінералів та їх мікроструктурні співвідношення з іншими мінералами. Для аналізу та обробки отриманої інформації, а також для розрахунку наборів статистичних параметрів використовувалося різноманітне спеціалізоване програмне забезпечення.

Лабораторні петромагнітні, палеомагнітні і магнітно-мінералогічні дослідження виконувалися на сучасній високоточній апаратурі Центру колективного користування магнітометричною апаратурою при Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (с. Демидів, Київська область) та апаратурі Лабораторії палеомагнетизму та досліджень навколишнього середовища відділу геомагнетизму Інституту геофізики Польської академії наук (м. Варшава, Польща). Мінералогічні та мікроаналітичні дослідження проведено на геологічному факультеті Варшавського університету (м. Варшава, Польща) та на лабораторній базі кафедри мінералогії, геохімії та петрографії ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка (м. Київ).

Наукова новизна отриманих результатів. На сучасній високоточній апаратурі з використанням новітніх методик проведено комплексні палеомагнітні,

петромагнітні, магнітно-мінералогічні та мікроскопічні дослідження порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу УЩ та одержано наступні результати.

1. Виділено первинну термозалишкову характеристичну компоненту залишкової намагніченості у зразках анортозитів та габро Коростенського плутону. На основі визначених палеомагнітних напрямків розраховано новий палеомагнітний полюс віком 1,76 млрд років для УЩ, який відповідає сучасним критеріям надійності та може бути прийнятий як референтний (ключовий) палеомагнітний полюс.

2. Вперше виконано дослідження магнітної текстури габроїдів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону. Показано, що габро мають виражені еліпсоїди анізотропії магнітної сприйнятливості, які за параметрами орієнтації певною мірою корелюють з елементами первинної тектоніки. Зафіксовано значний вплив аномально високих значень анізотропії магнітної сприйнятливості на вектори залишкової намагніченості досліджуваних порід.

3. Розширено і уточнено уявлення про склад та генезис феромагнітних мінералів-носіїв залишкової намагніченості досліджуваних порід. Підтверджено, що основним мінералом-носієм характеристичної компоненти намагніченості є одно- та псевдооднодоменний магнетит та титаномagnetит, приурочений до кристалографічно орієнтованих структур твердого розпаду у плагіоклазах та піроксенах.

4. Одержано нові визначення палеонапруженості геомагнітного поля для палеопротерозою. Встановлено, що 1,76 млрд років тому інтенсивність геомагнітного поля була вдвічі нижчою за сучасні значення, що узгоджується із загальним трендом еволюції геомагнітного поля у протерозої.

5. Обґрунтовано можливість використання гіпотези геоцентричного осьового диполя для виконання палеотектонічних реконструкцій у палеопротерозої на основі позитивного тесту обернення, результатів аналізу амплітуд вікових варіацій та значень віртуального дипольного моменту.

6. Уточнено модель траєкторії позірної міграції палеомагнітного полюса для палеопротерозою СЄП та її сегментів (Сарматії та Фенноскандії). Отриманий результат підтверджує уявлення про те, що остаточне формування СЄП (амальгамація Волго-Сарматії та Фенноскандії) відбулося не раніше ніж 1,75 млрд років тому. Встановлено, що в цей час Сарматія була повернута відносно Фенноскандії на $\sim 40^\circ$ проти годинникової стрілки.

Теоретичне значення роботи полягає в отриманні нових фундаментальних знань про еволюцію геомагнітного поля та кінематику літосферних плит у палеопротерозої. Одержані дані становлять надійну основу для уточнення глобальних палеотектонічних реконструкцій, вивчення циклів збірки та розпаду суперконтинентів, а також розуміння режимів роботи геодинамо та глибинних процесів у надрах Землі (мантійна конвекція, плюми, субдукція, істинне зміщення полюса й зародження твердого ядра).

Практичне значення. Розрахований новий палеомагнітний полюс може бути використаний як референтний при створенні та уточненні палеотектонічних схем Східноєвропейської платформи. Результати петромагнітних досліджень можуть бути залучені для структурного аналізу при з'ясуванні умов формування інтрузивних тіл, а також для побудови об'ємних гравімагнітних моделей глибинної будови Коростенського плутону та Волинського мегаблоку Українського щита. Результати магнітно-мінералогічних і мікроскопічних досліджень мають прикладне значення для подальшого вивчення феномену магнетизму інтрузивних порід. Матеріали дисертації можуть бути впроваджені в освітній процес при підготовці фахівців зі спеціальності 103 Науки про Землю.

Особистий внесок здобувача. Автор безпосередньо брав участь в організації та виконанні експедиційних робіт впродовж кількох польових сезонів (2016, 2017, 2020 рр.), особисто здійснював відбір зразків, пробопідготовку, виконував лабораторні петромагнітні, палеомагнітні, магнітно-мінералогічні та мікроскопічні дослідження, обробку, аналіз та інтерпретацію отриманих даних. Загалом було досліджено близько 615 зразків різного типу, з них ~ 575 представлені циліндрами та кубиками, та ~ 40 – міні-циліндрами, порошком або шматочками.

Висвітлені в дисертації основні наукові результати та висновки отримані автором особисто і представлені в 3 опублікованих наукових працях (Bakhmutov et al., 2023; Бахмутов та ін., 2025; Cherkes, 2025). Робота (Cherkes, 2025) виконана автором самостійно, включаючи палео- та петромагнітні дослідження, їх аналіз та інтерпретацію, здійснення аналізу палеомагнітних баз даних та вибірки найбільш надійних палеомагнітних визначень для палеопротерозою СЄП, побудову траєкторії позірної міграції полюса та виконання палеотектонічних реконструкцій. У спільній публікації (Бахмутов та ін., 2025) автором виконані магнітно-мінералогічні дослідження та їх інтерпретація, проведені лабораторні виміри анізотропії магнітної сприйнятливості. У спільній роботі (Bakhmutov et al., 2023) автором було виконано лабораторні палеомагнітні дослідження порід Коростенського плутону, виконано аналіз та інтерпретацію отриманих палеомагнітних напрямків, розраховано палеомагнітні полюси, виконано вибірку найбільш надійних палеомагнітних полюсів та палеотектонічні реконструкції.

Апробація матеріалів дисертації. Основні результати досліджень були представлені на 6 конференціях (із них 4 міжнародних і 2 всеукраїнські) та отримали позитивну оцінку наукової спільноти:

- 17th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects, 14–17 May 2018, Kiev, Ukraine;
- International Conference of Young Professionals “GeoTerrace-2023”, 2–4 October 2023, Lviv, Ukraine;
- XVII International Scientific Conference “Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment”, 7–10 November 2023, Kyiv, Ukraine;
- 10-th International Geosciences conference of young researchers “Ideas and Innovations in Earth Sciences”, 23–24 May 2024, Kyiv, Ukraine;
- всеукраїнська наукова конференція «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита» (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака)», Київ, 17–18 вересня 2024 р.;
- всеукраїнська наукова конференція «Геологічна будова та корисні копалини України», Київ, 16–17 вересня 2025 р.

Структура та обсяг дисертації. Дисертаційна робота складається з анотації, переліку умовних позначень і скорочень, вступу, 6 розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків. Загальний обсяг становить 201 ст., у тому числі 136 ст. основного тексту, містить 38 рисунків, 6 таблиць та 5 додатків.

Подяки. Здобувач висловлює щиру вдячність науковому керівнику В.Г. Бахмутову за абсолютну підтримку під час виконання дисертаційного дослідження. Особливу подяку автор висловлює О.В. Митрохину за професійний супровід польових робіт та цінні консультації, Є.Б. Поляченку за значну допомогу під час проведення польових робіт та електронно-мікроскопічних досліджень, Д.В. Главацькому та К.М. Бондар за допомогу у вимірюванні гістерезисних параметрів. Також автор вдячний Т.В. Скарбовійчук і Л.М. Дячук за підтримку під час виконання значного обсягу лабораторних вимірювань, та В.В. Шпирі за допомогу у пробопідготовці. Окремо автор висловлює подяку Г.В. Мельник за значну допомогу в оформленні дисертаційної роботи.

1. СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ ТА ПАЛЕОМАГНІТНА ІНФОРМАТИВНІСТЬ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ УТВОРЕНЬ

1.1. Палеомагнетизм у вирішенні проблем геодинаміки докембрію

В основі палеомагнітного методу лежать сучасні знання про еволюцію магнітного поля Землі протягом її геологічної історії та феномен палеомагнетизму. Останнє є фізичним явищем, що полягає у фіксації та збереженні магнітними мінералами гірських порід напрямку та величини давнього геомагнітного поля місця та часу їх утворення у вигляді залишкової намагніченості. Принципова можливість застосування палеомагнітного методу для вирішення задач палеогеографії та геодинаміки заснована на трьох фундаментальних гіпотезах:

1) гіпотеза фіксації – гірські породи, які містять в собі магнітні мінерали, здатні намагнічуватися за напрямком геомагнітного поля місця та часу їх утворення;

2) гіпотеза збереження – набута первинна намагніченість хоча б частково зберігається в породі протягом геологічного часу і може бути виділена із сумарної, часто багатокomпонентної, природної залишкової намагніченості;

3) гіпотеза геоцентричного осьового диполя – геомагнітне поле, усереднене за проміжки часу порядку $>10^5$ років (крім періодів інверсій), є полем диполя, розташованого в центрі Землі та орієнтованого по осі її обертання.

За останні десятиліття було неодноразово показано, що ці гіпотези є прийнятними і можуть вважатися достовірними для значних часових інтервалів як фанерозою, так і докембрію (Butler, 1992; Dunlop & Ozdemir, 1997; McElhinny & McFadden, 1997; McElhinny & McFadden 2000; Tauxe, 2010; Veikkolainen & Pesonen, 2014; Veikkolainen et al., 2014; Biggin et al., 2020). Палеогеографічні реконструкції, отримані на кількісній палеомагнітній основі для добре вивчених інтервалів часу, значною мірою узгоджуються із даними палеокліматології та палеобіології (див. (Buffan et al., 2023; Leonard et al., 2025) та посилання в них).

Отримання нових знань про палеомагнітні властивості порід та еволюцію геомагнітного поля протягом геологічної історії планети має фундаментальне

значення для наук про Землю, знаходячи практичне застосування в таких її аспектах:

- теоретичному – для розробки та вдосконалення фізичної теорії геомагнетизму;
- прикладному – при вирішенні завдань пошукової та регіональної геології (визначення магнітних властивостей гірських порід та їх віку, кореляція віддалених геологічних розрізів);
- фундаментальному геологічному – для розв’язання ключових питань геодинаміки внутрішніх та зовнішніх оболонок Землі, геотектоніки, палеогеографії, палеонтології, палеокліматології, стратиграфії та геохронології;
- екологічному – для розуміння зв’язку геомагнітного поля та геодинамічних процесів із змінами навколишнього середовища, що дозволяє реконструювати кліматичні й біосферні події минулого та прогнозувати їх у майбутньому;
- світоглядному – як один з інструментів пізнання еволюції навколишнього світу.

Тому палеомагнітний метод розглядається як один із кількох інструментів у палеогеографічних дослідженнях на рівні з палеокліматологією, палеобіогеографією та історичною геологією. На сьогодні, базуючись на основі палеомагнітних, геолого-тектонічних, геохімічних, геохронологічних, палеонтологічних та палеокліматичних даних, здійснено ряд реконструкцій та відновлено загальні риси збірки та розпаду суперконтинентів (рис. 1.1), в тому числі для докембрію (Rogers & Santosh, 2003; Pesonen et al., 2012; Torsvik et al., 2012; Evans, 2013; Torsvik & Cocks, 2016; Matthews et al., 2016; Merdith et al., 2017; Mitchell et al., 2021).

Завдяки палеомагнітним даним вчені отримують інформацію щодо еволюції магнітного поля Землі на різних етапах її геологічної історії. Досліджуються чотири основні параметри:

- 1) характер зміни полярності геомагнітного поля;
- 2) амплітуда вікових геомагнітних варіацій;
- 3) геометрія поля (співвідношення дипольних і недипольних компонент);
- 4) напруженість геомагнітного поля.

Останні два параметри тісно пов'язані між собою та є об'єктом активних досліджень протягом останнього часу (Biggin et al., 2012; Veikkolainen & Pesonen, 2014; Veikkolainen et al., 2014; Driscoll, 2016; Biggin et al., 2015, 2020; Bono et al., 2019; Lloyd et al., 2021a, 2021b, 2022; Thallner et al., 2022; Tarduno et al., 2025). Водночас вони залишаються одними з найскладніших для вивчення, а отримані результати призводять до дискусій про час формування внутрішнього твердого ядра Землі, режими генерації геомагнітного поля та валідність гіпотези геоцентричного осевого диполя для певних часових інтервалів.

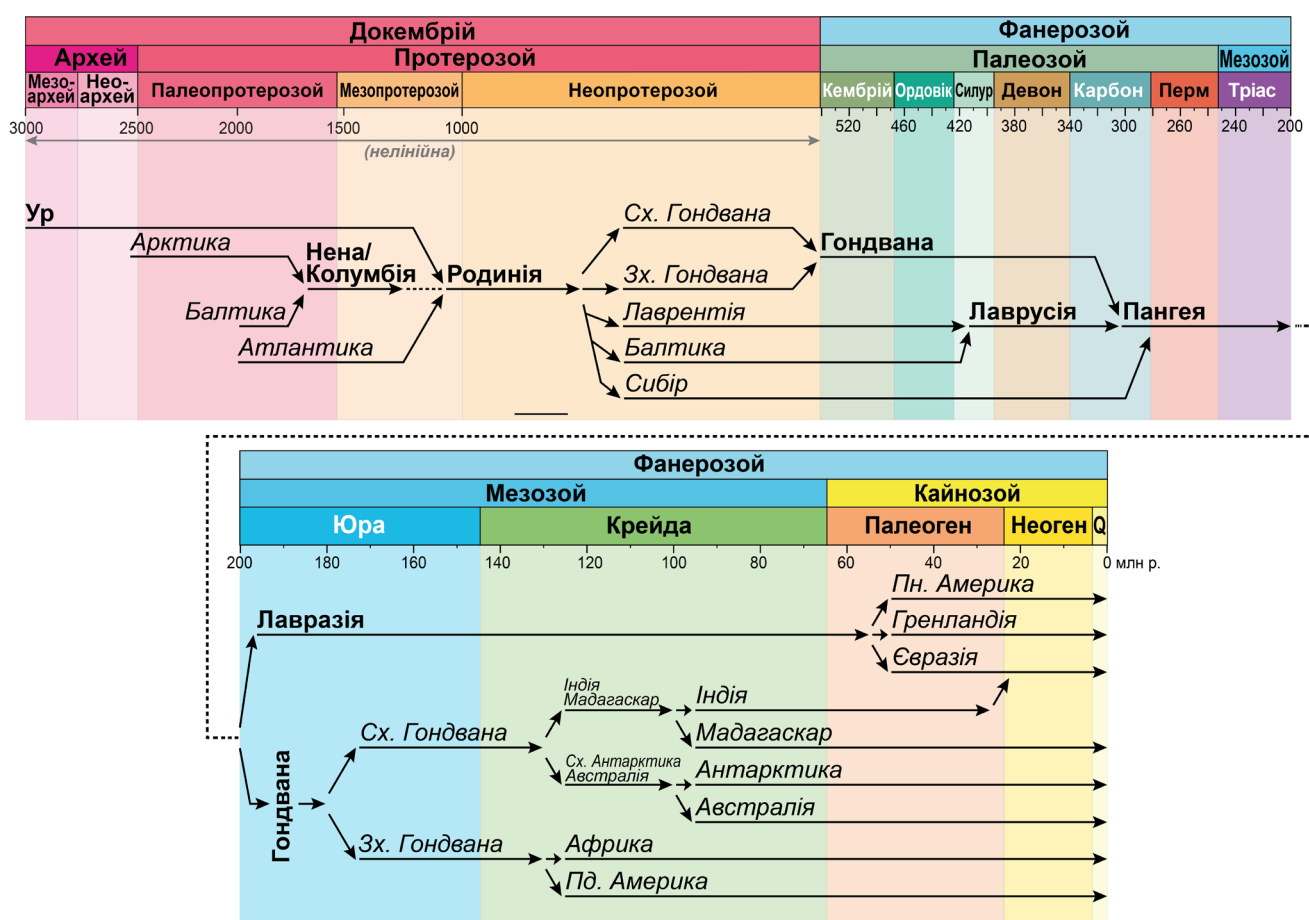


Рисунок 1.1. Спрощена узагальнена схема збірки та розпаду суперконтинентів протягом останніх 3 млрд років за (Rogers & Santosh, 2003; Torsvik et al., 2012; Evans, 2013).

Магнітне поле Землі існує понад 3,5 млрд років і захищає атмосферу та поверхню планети від сонячної радіації (Biggin et al., 2011). Воно генерується внаслідок складних магнітогідродинамічних процесів у зовнішньому ядрі Землі

(Jones, 2007). Палеомагнітні дані дозволяють скласти уявлення про стан ядра Землі протягом геологічного часу, тоді як прямі геофізичні спостереження ядра обмежуються моментальними знімками його сучасного стану. Пошук зв'язків між палеомагнітним записом та змінами стану ядра підживлюється постійним розвитком чисельних геодинамічних моделей, які успішно генерують конфігурації поля, подібні до земних (наприклад, Meduri et al., 2021). Довгострокові тренди у варіаціях геомагнітного поля пов'язують із взаємодією між геосферами, оскільки деякі особливості поля, такі як частота інверсій, спостерігаються на тих самих часових масштабах, що й зміна режимів мантийної конвекції (Biggin et al., 2012). Активно досліджується також зв'язок варіацій геомагнітного поля з кліматом (Kilifarska et al., 2020) та еволюцією біосфери (Tarduno et al., 2025).

1.1.1. Палеомагнетизм та геодинаміка

Палеомагнетизм відіграє важливу роль у вирішенні проблем геодинаміки та палеогеографії, оскільки він надає кількісну інформацію про горизонтальні переміщення земної кори. Геодинаміка в пізнанні глибинних процесів спирається на геофізику, тектоніку, реологію, петрологію та геохімію. Важливе місце займає вивчення кінематики руху літосферних плит, яка визначається за палеомагнітними даними у «абсолютних» системах відліку, що прив'язані до мантиї (Doubrovine et al., 2012, 2016; Torsvik & Cocks, 2016; Müller et al., 2022). Абсолютна система відліку являє собою спосіб опису руху плит на поверхні Землі відносно фіксованої системи координат, якою часто виступає вісь обертання Землі або підстилаюча мантия. Мантийна система відліку, яка ізолює систему «плита-мантия», дозволяє реконструювати як палеошироту, так і палеодовготу для відносного положення континентів та тектонічних блоків у геологічному минулому. Це робить використання мантийних систем особливо важливим в чисельному моделюванні процесів мантийної конвекції, зокрема особливостей підняття плюмів та занурювання субдукованих плит (Shephard et al., 2012; Whittaker et al., 2015).

Одним із основних інструментів палеомагнітного методу для виконання глобальних палеотектонічних реконструкцій є побудова траєкторій позірної

міграції полюса (ТПМП) для окремих континентальних блоків (Creer et al., 1954). Основою ТПМП слугують палеомагнітні полюси, визначені для різних часових інтервалів. Коректно розрахований палеомагнітний полюс відображає положення полюса осі обертання Землі відносно певного тектонічного блоку у минулому. Окремий палеомагнітний полюс дозволяє відтворити лише орієнтаційні параметри відповідного блоку – палеошироту та орієнтацію відносно сторін світу, при цьому через аксіальну симетрію дипольного поля визначення палеодовготи є неможливим. Крім того, виникає проблема неоднозначної полярності, оскільки за значенням палеонахилення неможливо однозначно встановити, в якій півкулі (Північній чи Південній) перебував досліджуваний блок земної кори.

Оскільки ТПМП є набором послідовних у часі датованих палеомагнітних полюсів, розрахованих для конкретної тектонічної одиниці, це дозволяє визначати її кінематичні параметри (швидкість широтного дрейфу та кутового обертання) для досліджуваного часового діапазону. А за достатньої роздільної здатності та заповненості ТПМП для декількох блоків у певному часовому інтервалі можна виконувати реконструкції їхнього відносного взаємного розташування (Таухе, 2010). Якщо цей інтервал починається від сучасного і однозначно простежується до давніших часів, то вирішується і проблема неоднозначної полярності.

Перші кількісні палеомагнітні реконструкції, які відображають широтні та довготні взаємні розташування континентів, були розроблені на основі численних записів океанічних лінійних магнітних аномалій, геометрії трансформних розломів та траєкторій гарячих точок («hot spot tracks») для останніх ~200 млн років (Torsvik et al., 2008; Seton et al., 2012; Müller et al., 2016; Tetley et al., 2019). Максимальний вік реконструкцій в даному випадку обмежується віком океанічної кори. Моделі абсолютного руху літосферних плит, засновані на траєкторіях вулканічних гарячих точок, в основному охоплюють період останніх 130 млн років та, в ідеалі, потребують врахування ефекту конвекції мантиї (Torsvik et al., 2008; Vaes & van Hinsbergen, 2025). Відсутність безперервних траєкторій гарячих точок до відмітки ~130 млн років тому робить неможливим їх використання в кількісно

обґрунтованих моделях абсолютного руху плит, тому глобальні системи відліку для давніших часів зазвичай базуються на палеомагнітних даних.

Моделі, засновані на палеомагнітних даних, які відображають рух плит відносно осі магнітного диполя протягом більшої частини історії Землі, дозволяють розрахувати палеошироту та орієнтацію тектонічних плит відносно сторін світу, однак не можуть визначати палеодовготи через осьову симетрію магнітного дипольного поля Землі. Крім того, тільки палеомагнітні системи відліку містять сигнал істинної міграції полюса («true polar wander», ІМП), що необхідно враховувати при моделюванні геодинамічних процесів у системі «мантія-літосфера» (Steinberger and Torsvik, 2010; Vaes & van Hinsbergen, 2025).

ІМП є глобальним процесом, під час якого вся тверда оболонка планети (кора разом із мантією) зміщується відносно осі обертання Землі, при цьому сама вісь обертання в астрономічній системі координат залишається стабільною (Evans, 2003). Реконструкція ІМП для минулих геологічних епох спирається на аналіз ТПМП, які відображають рух блоків земної кори відносно земної осі обертання. ТПМП фіксують сумарний ефект, зумовлений двома чинниками: власне дрейфом окремих плит відносно мантії та сукупним зміщенням усієї твердої Землі відносно осі обертання (Evans, 2003). З метою ізоляції сигналу ІМП визначаються когерентні складові обертання для всіх континентів, адже їхній одночасний поворот легше пояснити суцільним зміщенням мантії, ніж повністю синхронним переміщенням розрізнених літосферних плит (Torsvik et al., 2012). Альтернативний метод ідентифікації ІМП ґрунтується на безпосередньому зіставленні глобальних ТПМП, розрахованих для палеомагнітної та мантійної систем відліку (Vaes & van Hinsbergen, 2025).

Фізично ІМП зумовлена динамічним перерозподілом мас у межах Землі, що змінює її момент інерції (Церклевич та ін., 2022). На коротких часових інтервалах причиною невеликих коливань моменту інерції є атмосферна циркуляція, зміни у гідросфері, кріосфері та землетруси, тоді як більш інтенсивні та довготривалі варіації спричинені неоднорідностями щільності в мантії та їхнім перерозподілом у зв'язку із мантійною конвекцією, опусканням субдукованих плит та підняттям

плюмів (Raub et al., 2007). Отже, дослідження ефекту ІМП є необхідним для розуміння глибинних геодинамічних процесів та еволюції геоїда (Jellinek & Manga, 2004; Torsvik et al., 2016; Konrad et al., 2018; Tserklevych et al., 2018; Mitchell et al., 2021).

Оцінки власного руху плит є варіативними і можуть призводити до різних величин введеної корекції та, відповідно, до створення різних моделей коригованих систем відліку. Було показано, що за останні 100 млн років істинна міграція полюса була відносно незначною (Calvelage et al., 2025), тому ця корекція більш важлива для давніших періодів, коли амплітуди істинної міграції полюса досягали 10–20° (Steinberger and Torsvik, 2008; Vaes & van Hinsbergen, 2025). Нещодавно з'явилося нове покоління гібридних моделей абсолютної системи відліку (Steinberger and Torsvik, 2008; Shephard et al., 2012; Müller et al., 2022), які використовують як системи гарячих точок, так і палеомагнітні дані. Таким чином, палеомагнітні дані створюють каркас із кількісними параметрами, в який повинні укладатися всі моделі дрейфу літосферних плит, процесів їхньої консолідації та подій на їхніх окраїнах, і саме надійність палеомагнітних даних визначає достовірність палеогеодинамічних реконструкцій.

Існують різні способи побудови ТПМП, засновані на різних видах апроксимації і згладжування (наприклад, McElhinny and McFadden, 2000; Таухе, 2010), однак стандартним методом є використання середнього ковзного з вікном 20 млн років та кроком 10 млн років. На сьогодні ТПМП побудовані практично для всіх фанерозойських континентальних блоків (Besse and Courtillot, 2002; Torsvik et al., 2012; Vaes et al., 2023). Але кількість палеомагнітних полюсів зменшується зі збільшенням віку, а їх розподіл стає нерівномірним. Більш того, зв'язок фанерозойських ТПМП з протерозойськими фрагментами ТПМП окремих блоків часто досить проблематичний. Тому стандартний метод порівняння ТПМП для різних континентальних блоків з метою визначення їхніх спільних переміщень та відносного взаємного розташування у докембрії часто не може бути застосований.

Наразі ключових палеомагнітних полюсів, які б задовольняли сучасним критеріям надійності (Van der Voo, 1990; Buchan et al., 2013), для більшості

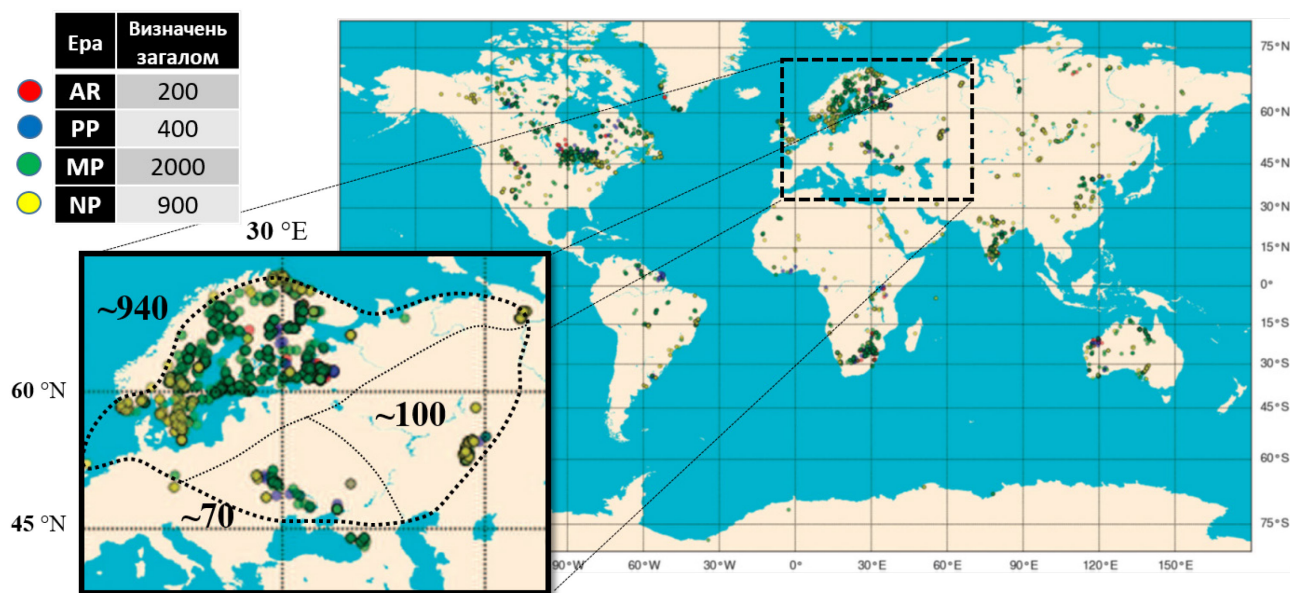
докембрійських кратонів занадто мало для побудови змістовних та повноцінних ТПМП. Це обумовлено як обмеженою кількістю об'єктів дослідження відповідного віку, так і станом їхньої збереженості (та палеомагнітної інформативності), а також браком достовірних геохронологічних визначень. Слід підкреслити, що ступінь розробки кривих ТПМП істотно розрізняється для різних кратонів, а проблема нестачі надійних палеомагнітних полюсів, зокрема для докембрію Східноєвропейської платформи (СЄП), залишається відкритою.

1.1.2. Палеомагнітні бази даних та геомагнітне поле докембрію

Більша частина наших знань про геомагнітне поле обмежена фанерозоєм, тоді як докембрій, що охоплює значно триваліший інтервал геологічної історії Землі, залишається недостатньо вивченим. Якщо для фанерозою можна констатувати суттєвий прогрес у вирішенні проблем та питань палеомагнетизму та геомагнетизму, то для докембрію ситуація значно ускладнюється. Це зумовлено тим, що докембрійські породи могли піддаватися кільком циклам тектоно-магматичної активізації і метаморфізму і найчастіше є надзвичайно складним об'єктом для палеомагнітних досліджень. Про це також свідчить аналіз світових палеомагнітних баз даних: «Global Paleomagnetic Database» (Pisarevsky, 2005), «Magnetics Information Consortium» (Jarboe et al., 2012), «Precambrian database PALEOMAGIA» (Veikkolainen et al., 2017), «PINT» (Bono et al., 2022a). Представлення палеомагнітних даних у світових базах у відповідних форматах є важливою частиною розвитку палеомагнітного методу, яка забезпечує стандартизацію, доступність і можливість селекції та глобального аналізу вибірок палеомагнітних визначень. Так, якщо для фанерозою наявні близько 8500 визначень, то для докембрію – лише близько 3500 (з яких ~200 відносяться до архею, ~400 – до палеопротерозою, ~2000 – до мезопротерозою і ~900 – до неопротерозою) (рис. 1.2).

Палеоконтинент Балтика (СЄП) є одним із ключових елементів палеогеографічних і палеотектонічних реконструкцій для протерозою, що обумовлено її детальною геолого-геофізичною вивченістю (Bogdanova et al., 2005,

2006) та наявністю надійно продатованих і доступних для відбору різновікових геологічних утворень. У складі СЄП виділяються окремі сегменти – Фенноскандія, Сарматія та Волго-Уралія, кожен з яких характеризується власною еволюцією (див. підрозділ 1.3). Для докембрію СЄП значна кількість визначень (~940) отримана для порід Балтійського щита (Фенноскандія), значно менша кількість (~100 та ~70) отримана для порід відповідно Східного Уралу (Волго-Уралія) і УЩ (Сарматія) (рис. 1.2). Проте, кількість визначень із критерієм надійності Ван дер Ву $Q_v \geq 3$ (Van der Voo, 1990), що вважається свого роду нижньою межею достовірності для виконання палеогеографічних реконструкцій, становить лише ~430 для всього докембрію та ~175 для палеопротерозою СЄП. При цьому в певних часових інтервалах для різних частин СЄП дані відсутні, в тому числі для усього палеопротерозою Волго-Уралії (див. розділ 6).

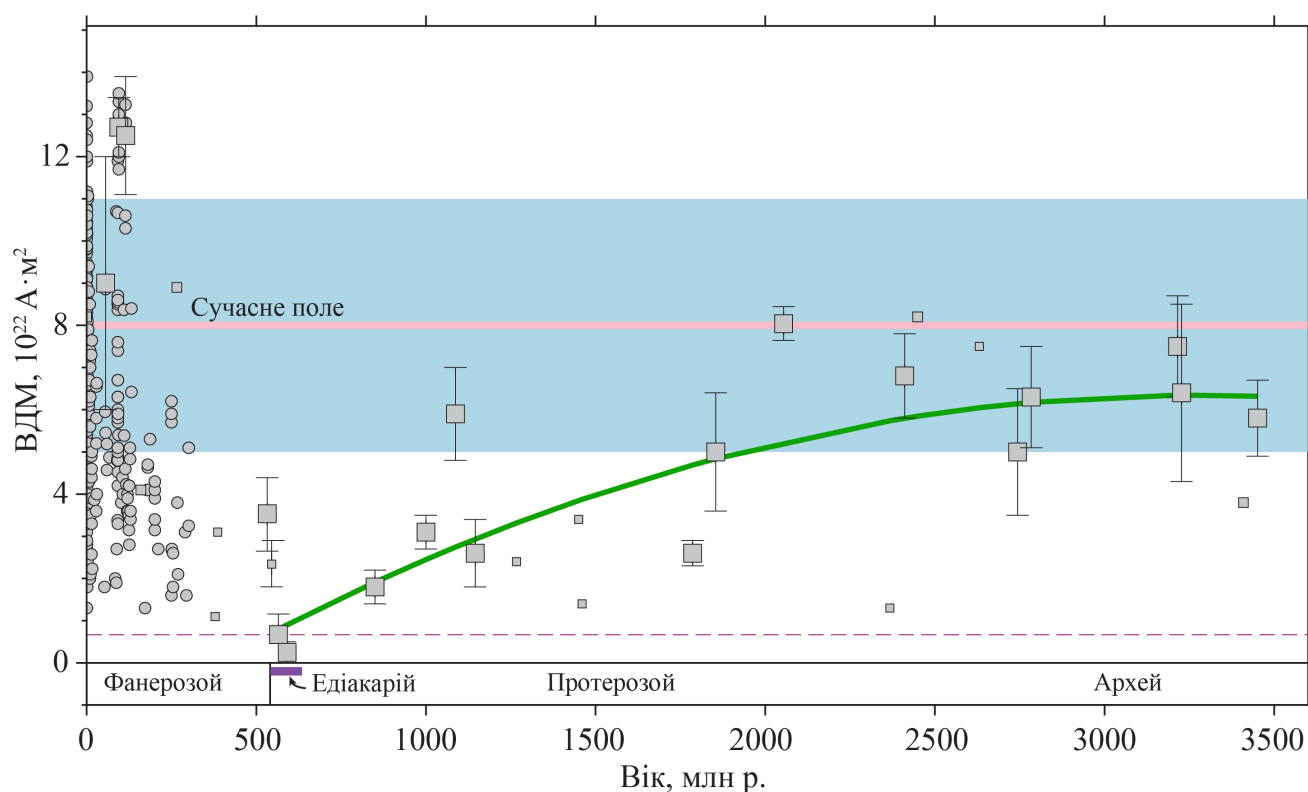


Примітка. Червоні символи відповідають архею, сині – палеопротерозою, зелені – мезопротерозою, а жовті – неопротерозою. У врізці наведено кількість палеомагнітних визначень для сегментів СЄП.

Рисунок 1.2. Місця відбору зразків докембрійських порід для яких отримано палеомагнітні визначення. Адаптовано із (Veikkolainen et al., 2017).

Схожа ситуація склалася і для даних по палеонапруженості магнітного поля у докембрії (рис. 1.3). Із наявних на сьогодні ~4650 визначень із бази даних палеонапруженості «PINT» (Bono et al., 2022a) ~4200 визначень зроблено для

фанерозою (при цьому ~ 3000 з них – для кайнозою), тоді як для усього докембрію наявні усього ~ 450 визначень. Проте, якщо розглядати дані, які відповідають базовим умовам надійності ($Q_{PI} \geq 3$) та відповідність критеріям QAGE, QALT, QMD (Bono et al., 2022a), то для фанерозою залишається тільки 912 визначень, а для докембрію – усього 212, причому більшість з них отримана для порід едіакарію.



Примітка. Великі квадрати – усереднені за часом палеомагнітні дипольні моменти; малі квадрати і кружечки – ВДМ. Вертикальні лінії в межах символів відображають стандартне квадратичне відхилення. Синє поле – діапазон сучасного ВДМ геомагнітного поля (середнє значення показано рожевою лінією); зелена лінія – поліноміальна регресія для даних напруженості докембрійського геомагнітного поля за (Bono et al., 2019).

Рисунок 1.3. Напруженість геомагнітного поля протягом геологічної історії Землі.

Адаптовано з (Bono et al., 2019; Tarduno et al., 2025).

До того ж, за останнє десятиріччя отримано багато доказів щодо існування в історії Землі досить тривалих інтервалів часу (декілька мільйонів років і більше), впродовж яких стан геомагнітного поля був аномальним (Abrajevitch & Van der Voo, 2010; Biggin et al., 2012, 2015; Halls, 2015; Bazhenov et al., 2016; Bono et al., 2019; Thallner et al., 2022). Головною особливістю такого стану є надзвичайна варіабельність основних параметрів поля (частота інверсій, напруженість,

амплітуди вікових варіацій). Це так званий «гіперактивний» режим генерації геомагнітного поля, який може супроводжуватись надвисокою частотою інверсій (до 10 і більше за мільйон років), істотним відхиленням поля від аксіальної дипольної моделі та дуже низькою напруженістю поля (див. рис. 1.3). Тобто в певні геологічні інтервали геомагнітне поле могло не відповідати полю диполя, що ставить під сумнів застосовність гіпотези осьового диполя для інтерпретації палеомагнітних даних. Цим можна пояснити існування різних груп палеомагнітних полюсів і проблеми палеогеографічних реконструкцій для деяких епох. Такі геомагнітні умови у геологічному масштабі часу могли радикально впливати на навколишнє середовище та на еволюцію біоти. Таким чином, дослідження еволюції магнітного поля Землі на різних етапах її геологічної історії, а особливо у докембрії, є фундаментальною задачею.

Одним із надзвичайно складних та найбільш дискусійних залишається питання часу формування внутрішнього ядра Землі. За існуючими уявленнями на ранніх стадіях розвитку Землі спочатку утворилося її рідке ядро, потім, у міру поступового охолодження речовини ядра, сформувалося тверде ядро. На початковій стадії термічний конвективний рух квазірідкої речовини в ядрі призводить до виникнення магнітного самопідтримуваного геодинамо і забезпечує його роботу. Подальший ріст твердого ядра за рахунок кристалізації повинен додавати ефект хімічної конвекції, що має супроводжуватися зростанням напруженості геомагнітного поля, величина та геометрія якого пов'язані з інтенсивністю конвекції (Buffett et al., 1992; Labrosse & Macouin, 2003; Aubert et al., 2009; Biggin et al., 2015).

Іншим фундаментальним завданням геофізики є з'ясування геометрії давнього геомагнітного поля. Палеомагнітні реконструкції блоків земної кори ґрунтуються на гіпотезі геоцентричного осьового диполя, яка постулює, що при усередненні вікових варіацій геомагнітне поле може бути апроксимоване диполем, розташованим у центрі Землі та орієнтованим по осі обертання (Butler, 1992). Традиційно справедливість цієї моделі перевіряли переважно з використанням даних палеомагнітних напрямків, які, при усередненні за часом, узгоджуються з

дипольною моделлю для останніх мільйонів років (McElhinny & McFadden, 1997), але можуть мати невеликий (до 5%) внесок компонент вищого порядку (Quidelleur et al., 1994; McElhinny et al., 1996; Driscoll, 2016).

Застосовність цієї гіпотези досліджували і для магнітних записів докембрію. Зокрема, зіставлення палеомагнітних даних із широтним розподілом кліматично чутливих відкладів (евапоритів) підтверджує дипольну природу поля (Evans, 2006). Аналіз розподілу варіацій, інверсій та палеонахилень за палеомагнітними даними також вказує на превалюючий внесок дипольної компоненти у геомагнітне поле докембрію (Veikkolainen & Pesonen, 2014; Veikkolainen et al., 2014; Biggin et al., 2020). Хоча у загальних рисах дипольний характер геомагнітного поля для значної частини фанерозою і докембрію можна вважати доведеним, існують як недостатньо вивчені геологічні інтервали, так і інтервали з аномальними даними (Halls, 2015; Bazhenov et al., 2016; Bono et al., 2019; Thallner et al., 2022). Для певних часових діапазонів – особливо в докембрії – дані взагалі відсутні (Veikkolainen et al., 2017; Bono et al., 2022a).

Отже, вирішення сформульованих вище двох фундаментальних проблем геофізики, як і актуальних питань геодинаміки та палеогеографії, потребує накопичення нових надійних експериментальних даних, які адекватно описують поведінку геомагнітного поля протягом ранньої історії Землі. Комплексний підхід до цих проблем передбачає одночасне визначення як напрямку, так і напруженості геомагнітного поля докембрію. При цьому достовірність отриманих результатів має підтверджуватися детальними петромагнітними, магнітно-мінералогічними та мікроскопічними дослідженнями.

1.2. Палеомагнітна інформативність докембрійських порід та дослідження порід Українського щита

Використання баз палеомагнітних даних (див. підрозділ 1.1) значно вплинуло на становлення сучасних уявлень про кінематику великих літосферних блоків та еволюцію геомагнітного поля. Пов'язано це з тим, що одним з перших кроків при побудові ТПМП або моделюванні магнітного поля є селекція палеомагнітних

визначень за тими чи іншими параметрами (критеріями, умовами), що характеризують їхню надійність і достовірність.

Удосконалення апаратурної бази та методів аналізу палеомагнітних даних завдяки сучасним інформаційним технологіям спричинило зміну вимог до критеріїв їхньої інформативності та репрезентативності. Серед розроблених наборів критеріїв найважливіші стосуються надійних ізотопних визначень віку порід та обґрунтування природи їхньої (первинної) залишкової намагніченості. Останнє базується, насамперед, на результатах польових тестів: тесту обпеченого контакту, тесту конгломерату, тесту складки та тесту обернення (Butler, 1992). Також необхідним є аналіз усіх інших факторів (методів виділення намагніченості, обробки та аналізу, допусків щодо точності розрахунків тощо), що впливають на якість та достовірність палеомагнітного визначення – датованого напрямку геомагнітного поля місця і часу утворення досліджуваної породи з відповідними характеристиками його точності (Таухе, 2010).

Серед різних дослідників існує певна згода щодо того, що вважається «достовірним» палеомагнітним полюсом. Наразі у практиці палеомагнітних досліджень використовуються наступні критерії достовірності: Demagcode (McElhinny & McFadden, 2000) із палеомагнітної бази даних (Pisarevsky, 2005); «індекс якості» Q_v (Van der Voo, 1990) та його сучасна модифікація – «індекс надійності» R (Meert et al., 2020); поняття «ключового палеомагнітного полюса» за (Buchan et al., 2013), яке добре адаптоване для докембрію.

З трьох наведених критеріїв найбільш застосованим залишається індекс якості Q_v (Van der Voo, 1990). За цим індексом оцінюються 7 умов «якості», яким приписується однакова вага:

1) вік досліджуваних порід (геохронологічний, стратиграфічний) достатньо точно визначений і є впевненість у тому, що первинна залишкова намагніченість має той же вік;

2) результат ґрунтується на статистично значущих даних – достатня кількість зразків ($N > 24$), купчастість напрямку або полюса k (або K) ≥ 10 та радіус конуса довіри α_{95} (або A_{95}) $\leq 16^\circ$;

3) аналітичні дослідження зразків повинні бути виконані з використанням якісних магнітних чисток та компонентного аналізу, результати якого наочно продемонстровані (як правило, діаграми Зйдервельда);

4) виконано польові тести, які дозволяють визначити вік намагніченості;

5) досліджувані ділянки геологічних об'єктів повинні розташовуватися в тектонічно визначених зонах (належати до конкретного кратону, блоку або іншої тектонічної одиниці);

6) наявність інверсій (біполярна намагніченість);

7) відсутність статистичної подібності (схожості) розрахованих палеомагнітних полюсів із більш молодими полюсами.

Залежно від того, виконується чи ні кожна з умов, палеомагнітному визначенню присвоюється індекс якості Q_v , який може набувати числових значень від 0 (жодна з умов не виконана) до 7 (всі умови виконані – найбільш надійні палеомагнітні дані). Не очікується, що кожен полюс задовольнятиме усім сімом критеріям, часто у роботах використовують полюси з $Q_v \geq 3$ (наприклад, Torsvik et al., 2012). Слід зазначити, що розглянуті умови не є рівнозначними. Наприклад, умови 1 і 4 є найбільш важливими, при цьому вони певною мірою дублюють одна одну, оскільки *«впевненість у тому, що первинна залишкова намагніченість має той же вік»* (частина умови 1) неможлива без виконання умови 4. Умова 6 (наявність інверсій), тим паче без застосування тесту обернення, не може слугувати обґрунтуванням надійності палеомагнітного визначення. А доцільність застосування умови 7 для докембрію є дискусійною, тому що із збільшенням часу збільшується ймовірність утворення «петель» на ТПМП для окремого тектонічного блоку (див. обговорення у Meert et al., 2020). Отже, кожне визначення краще аналізувати індивідуально.

Давні породи, які могли піддаватися декільком циклам тектоно-магматичної активізації і метаморфізму, часто характеризуються складною природною залишковою намагніченістю, яка є сумою декількох компонент з різною палеомагнітною стабільністю (залежно від природи намагніченості та її носіїв).

Тому проблемою є виділення первинної намагніченості, синхронної етапу формування породи, та виявлення її характерних магнітно-мінералогічних ознак.

Сприятливими в цьому відношенні є ділянки земної кори з тривалим часом консолідації, зокрема Український щит (УЩ). Однак реконструкції, виконані на основі палеомагнітних визначень для докембрійських порід УЩ, які відповідають сучасним критеріям надійності (Buchan, 2013), нечисленні, а деякі результати є суперечливими (див., наприклад, Elming et al., 2010; Bogdanova et al., 2013). Це зумовлено кількома факторами.

По-перше, специфічні характеристики цих утворень накладають низку обмежень на застосування палеомагнітного методу, включаючи труднощі з проведенням польових тестів палеомагнітної стабільності. Крім того, критерії вибору палеомагнітно стабільних порід, як і методи оцінки надійності отриманих даних, розроблялися переважно для фанерозою (Van der Voo, 1990; McElhinny & McFadden, 2000) і не повною мірою можуть бути використані при вивченні докембрійських утворень. По-друге, критичне значення для коректної інтерпретації палеомагнітних даних має точність і надійність геохронологічних визначень. Нові U-Pb датування за цирконом та баделеїтом можуть радикально змінити інтерпретацію віку намагніченості. По-третє, розподіл палеомагнітних визначень є нерівномірним як за віком, так і за географічним положенням точок відбору (див. рис. 1.2 та 1.3), що відображає обмежену наявність придатних для вивчення об'єктів.

Стандартна практика палеомагнітних досліджень минулого сторіччя базувалася на побудові ТПМП для визначення параметрів дрейфу блоків, а також для реконструкцій взаємного розташування палеоконтинентів шляхом порівняння ТПМП різних кратонів, зокрема й для докембрію (Pesonen and Neuvonen, 1981; Idnurm et al., 1995; Torsvik et al., 1996; Smethurst et al., 1998). Але при цьому визначень часто було обмаль (див., наприклад, Pesonen et al., 1989; Elming et al., 1993). Для розрахунку середніх палеомагнітних полюсів у певних часових інтервалах нерідко залучалися малонадійні дані, в тому числі з великими геохронологічними похибками, а пропуски у ТПМП заповнювалися шляхом

інтерполяції. Проте у роботах (Roy, 1983; Buchan and Halls, 1990) зазначено, що значна кількість докембрійських палеомагнітних полюсів датована досить неточно для коректного розташовування їх уздовж ТПМП. Крім того, тривалі часові розриви та неоднозначність полярності роблять інтерполяцію недостовірною.

Згідно з підходом «ключових палеомагнітних полюсів» (Buchan, 2007; Buchan, 2013), для побудови докембрійських ТПМП слід залучати лише такі визначення, які відповідають жорстким критеріям надійності. По-перше, вік досліджуваних порід, для яких розраховано палеомагнітний полюс, має бути визначений U-Pb методом із похибкою не більше $\pm 10\text{--}20$ млн років, а первинність виділеної компоненти намагніченості має бути доведена за допомогою відповідних польових тестів. По-друге, палеомагнітне визначення повинно мати високу якість. Зокрема, первинна залишкова намагніченість повинна бути належним чином виділена за допомогою методів палеомагнітної чистки, таких як ступеневе розмагнічування температурою або змінним магнітним полем, а вікові варіації мають бути значною мірою осереднені. Крім того, важливо врахувати поправку за ефекти структурних поворотів (нахилів), через що зазвичай краще уникати окраїн кратонів. Також, враховуючи жорсткі геохронологічні допуски, було запропоновано не з'єднувати поодинокі полюси в сегменти ТПМП, якщо даний сегмент не є досить деталізованим, а безпосередньо порівнювати окремі ключові полюси близького віку з різних кратонів.

УЩ є одним із перспективних об'єктів для палеомагнітних досліджень у межах СЄП, а саме її сарматського сегменту. СЄП була сформована у палеопротерозої і займає одну з ключових позицій у палеогеографічних реконструкціях (див. підрозділ 1.3). Завдяки тектонічній і палеомагнітній вивченості сьогодні відкриваються нові можливості щодо деталізації формування СЄП, яка складається з трьох сегментів – Фенноскандії, Волго-Уралії і Сарматії. У цьому контексті важливим є визначення часу консолідації цих сегментів, а також часу утворення УЩ як єдиної тектонічної одиниці. Ефективно вирішити цю задачу можна шляхом використання комбінації палеомагнітних, геохронологічних та геолого-тектонічних даних.

Враховуючи вищенаведені дані щодо критеріїв палеомагнітних визначень, коростенський та корсунь-новомиргородський анортозит-рапаківігранітні комплекси виступають одними з найбільш цікавих палеопротерозойських утворень УЩ для палеомагнітних досліджень. Для порід цих комплексів доступні сучасні надійні геохронологічні визначення (Shumlyansky et al., 2017), а попередні палеомагнітні дослідження виділили найбільш інформативні різновиди цих порід (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001; Бахмутов и др., 2018).

Геодинамічний підхід до вивчення території України з позиції тектоніки плит, включаючи докембрій, розпочався у 70–80-х років минулого сторіччя. Історія розвитку ідей, імена дослідників та основні публікації висвітлені у роботі (Старостенко и Гинтов, 2018). Спочатку українськими геофізиками результати досліджень плитотектонічних процесів у тектоносфері були прийняті з обережністю, але на початку ХХІ століття ідеї мобілізму та глобальної геодинаміки стали панівними. В Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна за останні десятки років були отримані нові результати тектонофізичних (див. Гинтов и Мычак, 2014; Муровська, 2019; Старостенко та Гинтов, 2025а та посилання в них) та палеомагнітних досліджень (див. Бахмутов и др., 2018; Cherkes et al., 2024 та посилання в них). У цей же час було виконано значний обсяг робіт із вивчення глибинної будови земної кори і підкорової мантиї СЄП в рамках виконання низки міжнародних проєктів глибинного сейсмічного зондування EUROBRIDGE, GeoRift та CELEBRATION 2000 (роботи виконувались великим колективом авторів під керівництвом В.І. Старостенка) та сейсмотомографії (Гинтов та ін., 2022; Старостенко та ін., 2024а, 2024б; Старостенко та Гинтов, 2025б та посилання в них). Отримані в ході тектонофізичних, палеомагнітних і сейсмічних досліджень СЄП та УЩ результати добре узгоджуються з геодинамічними уявленнями плитової та плюмової тектоніки (Старостенко та Гинтов, 2025а).

Палеомагнітні дослідження СЄП мають понад 50-річну історію. Перші палеомагнітні визначення для кратону, зафіксовані у базі даних «Precambrian database PALEOMAGIA» (Veikkolainen et al., 2017), відносяться до кінця 1950-х – початку 1960-х років. В межах території України перші результати досліджень

докембрійських порід були отримані на початку 1960-х років (див. Михайлова и Глевасская, 1965; Орлюк и Орлова, 2013). Надалі масштабний обсяг палеомагнітних та петромагнітних досліджень був виконаний співробітниками Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (Н.П. Михайловою, А.М. Глеваською, С.М. Кравченко, В.М. Цикорою та ін.), які першими в Україні звернули увагу на палеомагнітну інформативність протерозойських інтрузивних порід УЩ (Михайлова, 1982; Михайлова и Глевасская, 1989; Михайлова и др., 1994; Глевасская и др., 2000, 2006; Elming et al., 1998, 2001, 2007). Зокрема, у роботі (Михайлова и Кравченко, 1986) було запропоновано першу оцінку палеомагнітного дрейфу УЩ відносно Фенноскандії.

Результати вивчення аноксидит-рапаківігранітних комплексів УЩ, отримані у минулому сторіччі, повною мірою представлені в монографії (Михайлова и др., 1994). На той час палеомагнітні дані для порід УЩ одержували на магнітометричній апаратурі 1960–1970-х років, вік порід часто не був достовірно визначений, а актуальні критерії надійності результатів під час їхньої інтерпретації системно не розглядалися. До того ж, враховуючи тодішній стан розвитку методики, вивчення палеонапруженості докембрійських порід виконувалося вкрай обмежено і мало експериментальний характер (Михайлова и др., 1994). Варто зазначити, що ще у 70–80-х роках минулого сторіччя активні систематичні дослідження палеонапруженості на території України виконувалися тільки під час археомагнітних досліджень Г.Ф. Загнієм та О.М. Русаковим, які вивчали зразки з гончарних горнів та печей для побудови моделі археовікових варіацій геомагнітного поля на території України та Молдови (Rusakov & Zagniy, 1973; Загний и Русаков, 1982). Проте докембрійські породи потребували нових модернізованих методик визначення палеонапруженості.

Надалі, у 1990-х роках, у співпраці із зарубіжними колегами були отримані додаткові результати і запропонована модель взаємного розташування Фенноскандії та УЩ в протерозої (Elming et al., 1993, 1998). На початку XXI століття дослідження УЩ з метою палеотектонічних реконструкцій СЄП у протерозої були продовжені; при цьому високу палеомагнітну інформативність

продемонстрували породи габро-анортозитового комплексу (Elming et al., 2001) та основних дайок УЩ (Elming et al., 2010).

Отримання сучасних актуальних U-Pb геохронологічних даних для порід УЩ (див., наприклад, Shumlyansky et al., 2017), а також розвиток апаратної та методичної бази палеомагнітних досліджень зумовлюють очевидну необхідність уточнення палеогеографічного положення УЩ як складової частини СЄП, а також отримання нових комплексних надійних визначень палеомагнітних напрямків та палеонапруженості геомагнітного поля у протерозої.

1.3 Східноєвропейська платформа у протерозої

Як відмічалося раніше, СЄП займає одне із ключових місць у реконструкціях суперконтинентів, особливо для докембрію. Оскільки в рамках даної роботи буде виконано палеотектонічну реконструкцію СЄП (палеоконтиненту Балтика) та її сегментів (див. розділ 6), буде доцільним розглянути особливості її геолого-тектонічної будови та загальні риси її розвитку у протерозої.

СЄП займає майже усю східну частину континентальної Європи (рис. 1.4). На північному заході СЄП обмежена Скандинавськими каледонідами, з півночі та північного сходу – байкалідами півдня Баренцевого моря, півострова Канін і Тіману, а зі сходу – герцинідами Уралу. Далі межу зазвичай проводять вздовж Південноємбінської зони дислокацій, та по зовнішній границі Прикаспійської западини. Південна межа платформи проходить вздовж Донецько-Каспійської складчастої зони, огинає Донецький кряж і, повертаючи на захід, перетинає Азовське та Чорне моря до о. Зміїний. Тут межа платформи змінює своє простягання із широтного на північно-західне і між Чорним та Балтійським морями збігається із зоною Тейсейра-Торнквіста.

Остаточо палеоконтинент Балтика був сформований близько 1,8–1,7 млрд років тому приблизно одночасно з формуванням палео- і мезопротерозойського суперконтиненту Колумбія (див. рис. 1.1), який, як вважається, проіснував приблизно до 1,4 млрд років тому (Bogdanova et al., 2008).

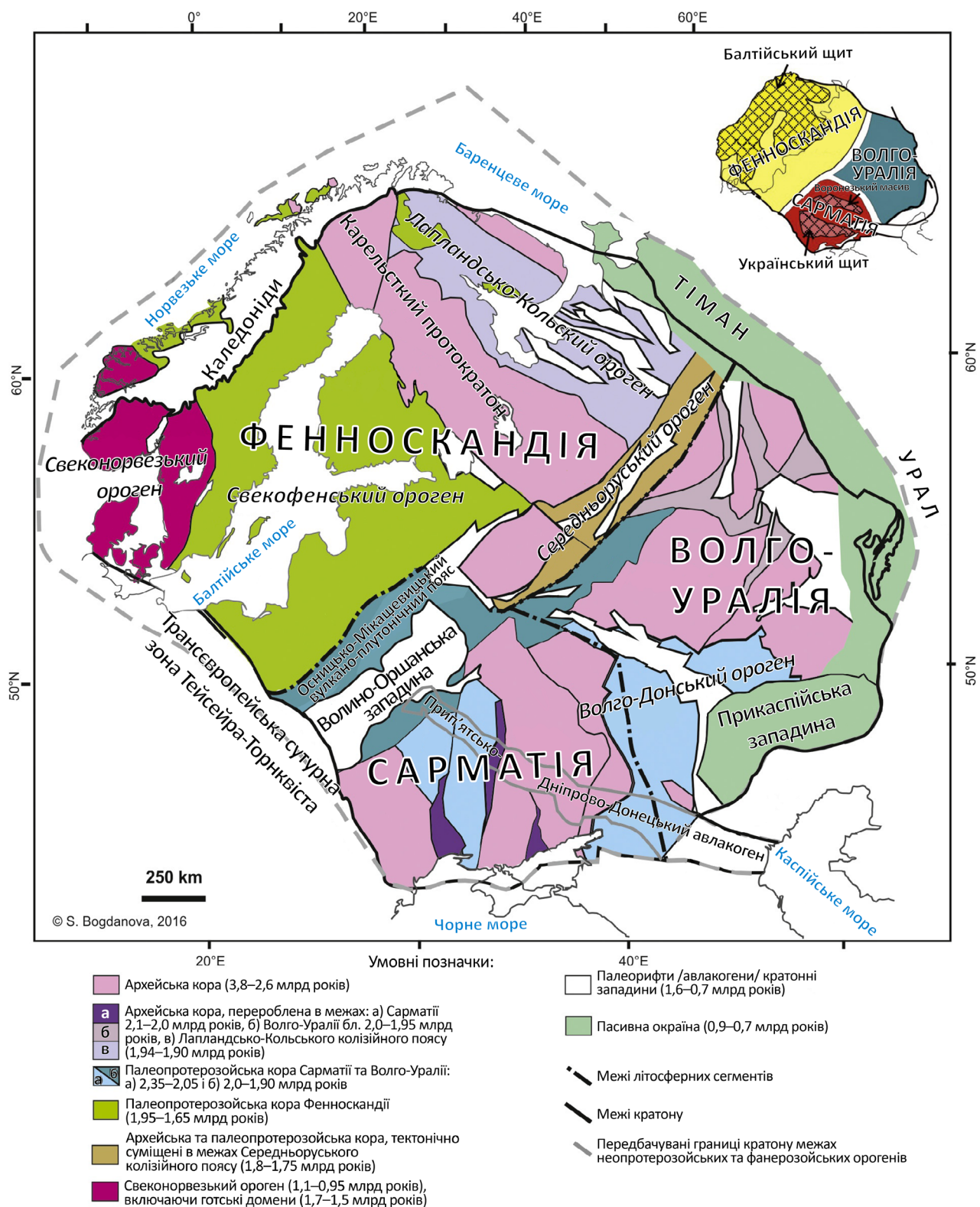


Рисунок 1.4. Сегменти та структурні елементи земної кори Східноєвропейського кратону (Балтики). Адаптовано з (Bogdanova et al., 2016).

СЄП після утворення не зазнавала повного розпаду, хоча й існують ознаки акреції нової кори і рифтогенезу вздовж її країв, а також певні тектонічні особливості, які вказують на неодноразову зміну розміру та форми СЄП

(Bogdanova et al., 2005). Проте Балтика залишалась одним із найстабільніших палеоконтинентів, і протягом геологічної історії Землі вона неодноразово формувала ядро окремих континентальних блоків або входила до складу суперконтинентів (див. рис. 1.1), таких як палеопротерозойські Колумбія та Нена, неопротерозойська Родінія, фанерозойські Лаврусія, Пангея та Лавразія (Pesonen et al., 2012).

СЄП складається з трьох окремих блоків земної кори – Фенноскандії, Сарматії та Волго-Уралії. Кожен із цих сегментів включає як архейську, так і протерозойську кору (див. рис. 1.4), і відрізняється своєю унікальною геологічною історією та еволюцією. Фенноскандія включає Балтійський щит, у межах Сарматії давня кора виступає як на УЩ, так і частково на Воронежському кристалічному масиві, тоді як докембрійський фундамент Волго-Уралії повністю прихований під молодшими покривними відкладами.

Межі між сегментами проявлені мезо- і неопротерозойськими рифтовими системами (Bogdanova et al., 1996). Фенноскандинавський сегмент СЄП відрізняється від двох інших своїм розвитком, для нього характерним є акреційний ріст континентальної кори із заходу між 1,93 і 1,55 млрд років тому, що корелює з іншими протерозойськими акреційними орогенами Північної Атлантики (Bogdanova et al., 2001). У межах СЄП європейська частина поясу палеопротерозойської акреційної кори займає південно-західну половину Балтійського щита і продовжується під платформними відкладами аж до УЩ. Палеопротерозойська кора Балтійського щита простежується на південь до мезо- і неопротерозойського Волино-Подільського та Середньоруського авлакогенів.

Відповідно до робіт (Bogdanova et al., 2005; 2008), історію розвитку окремих сегментів СЄП коротко можна описати так. Структурні характеристики Сарматії визначаються кількома окремими архейськими мікроконтинентами з корою віком 3,7–2,8 млрд років, 3,6–2,8 млрд років, 3,2–3,0 млрд років та 2,7–2,6 млрд років, які перемежуються поясами палеопротерозойської кори віком 2,2–2,1 млрд років. У палеопротерозойських поясах і в зонах переробки у межах архейських областей тектонічні блоки Сарматії здебільшого простягаються з півночі на південь. Це

простягання змінюється на північно-східне – південно-західне вздовж північно-західної окраїни Сарматії, де 2,0–1,95 млрд років тому сформувався Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс. На деякій відстані цей пояс також простежується вздовж північно-західної окраїни Волго-Уралії, що вказує на те, що колізія Сарматії та Волго-Уралії на той час вже відбулася. Особливістю Сарматії є наявність кількох великих анортозит-рапаківігранітних плутонів віком 1,82–1,72 млрд років, впроваджених у фундамент УЩ (Митрохин, 2011).

Еволюція Фенноскандії простежується приблизно до 3,5–3,2 млрд років тому, коли було сформоване її ядро. Між 3,1 і 2,7 млрд років тому внаслідок кількох акреційних подій сформувався великий Феннокарельський гранітно-зеленокам'яний протоконтинент, але вже 2,5–2,0 млрд років тому він розпався. Формування континентальної кори на території сучасної південно-західної Фенноскандії відбувалося протягом кількох епізодів акреції, які відносять до Свекофенського орогенезу, між приблизно 1,95 млрд років тому і 1,85 млрд років тому. Після 1,85 млрд років тому палеопротерозойський ріст кори продовжувався разом з колізією Фенноскандії та Волго-Сарматії (рис. 1.5) протягом трьох епізодів акреції (1,83–1,82 млрд років тому, 1,81–1,78 млрд років тому та 1,77–1,70 млрд років тому) в напрямку сучасного півдня – південного заходу. Ці процеси призвели до формування поясів ювенільної кори і континентальних магматичних дуг, зі сходу на захід та з північного заходу на південний схід (Bogdanova et al., 2016).

Волго-Уралія похована під потужним фанерозойським платформним чохлам, тому її фундамент є найменш дослідженим. Її кора переважно архейська, з великими поясами метаосадових і метамагматичних гранулітів віком 3,0–2,7 млрд років і підлеглими коматіїтвмісними зеленокам'яними утвореннями. На архейські утворення накладаються великі палеопротерозойські куполоподібні структури, які утворилися або в результаті діпіризму, або при великомасштабній накладеній складчастості (Bogdanova et al., 2005). Вони різко контрастують з палеопротерозойськими тектонічними структурами Фенноскандії та Сарматії. Палеопротерозойські супракрустальні метаморфізовані утворення з численними гранітоїдними інтрузіями зустрічаються як у внутрішніх частинах куполоподібних

структур, так і на великих площах вздовж деяких окраїн Волго-Уралії. Метаморфізм і анатектичне плавлення цих відкладів відбувалось приблизно 2,05–2,02 млрд років тому, що зіставляється з часом колізії Волго-Уралії та Сарматії (рис. 1.6).

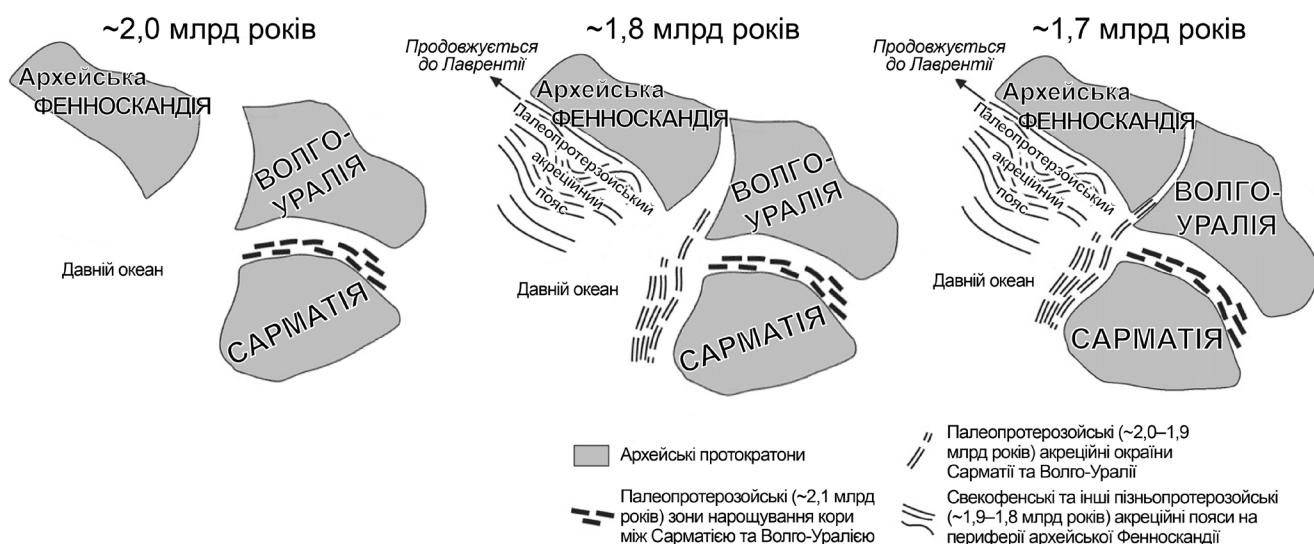


Рисунок 1.5. Схематична модель амальгамації Сарматії та Фенноскандії.

Адаптовано з (Bogdanova et al., 2001; Elming et al., 2010), зі змінами.

Амальгамація СЄП почалась близько 2,0 млрд років тому в результаті колізії Сарматії та Волго-Уралії, які утворили Волго-Сарматський протократон. Шовна зона тут представлена поясом віком 2,10–2,05 млрд років на краю Сарматії (на сучасному заході), що перебуває в тектонічному контакті із залишками пасивної окраїни Волго-Уралії (Bogdanova et al., 2005). Волго-Сарматський протократон існував як окрема тектонічна одиниця приблизно до 1,8–1,7 млрд років тому, коли відбулась його колізія з Фенноскандією, що призвело до утворення єдиного кратону (рис. 1.5).

Характерною особливістю геологічної еволюції СЄП була відмінність тектонічних режимів її сучасної західної та східної частин (рис. 1.6). У західній частині переважали процеси активної континентальної окраїни з одночасною магматичною активністю, включаючи утворення анортозит-рапаківігранітних та анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітних комплексів (Митрохин, 2011). А у

центральної і східній частинах СЄП, навпаки, з кінця палеопротерозою до середини неопротерозою переважали рифтогенні процеси, що перемежовувалися з процесами утворення добре відсортованих осадових порід платформного типу (Bogdanova et al., 2008). Перші значні орогенні процеси, які сформували континентальну кору вздовж східних окраїн СЄП, відбулися лише близько 620 млн років тому в ході Тіманського орогенезу (Pease et al., 2008).

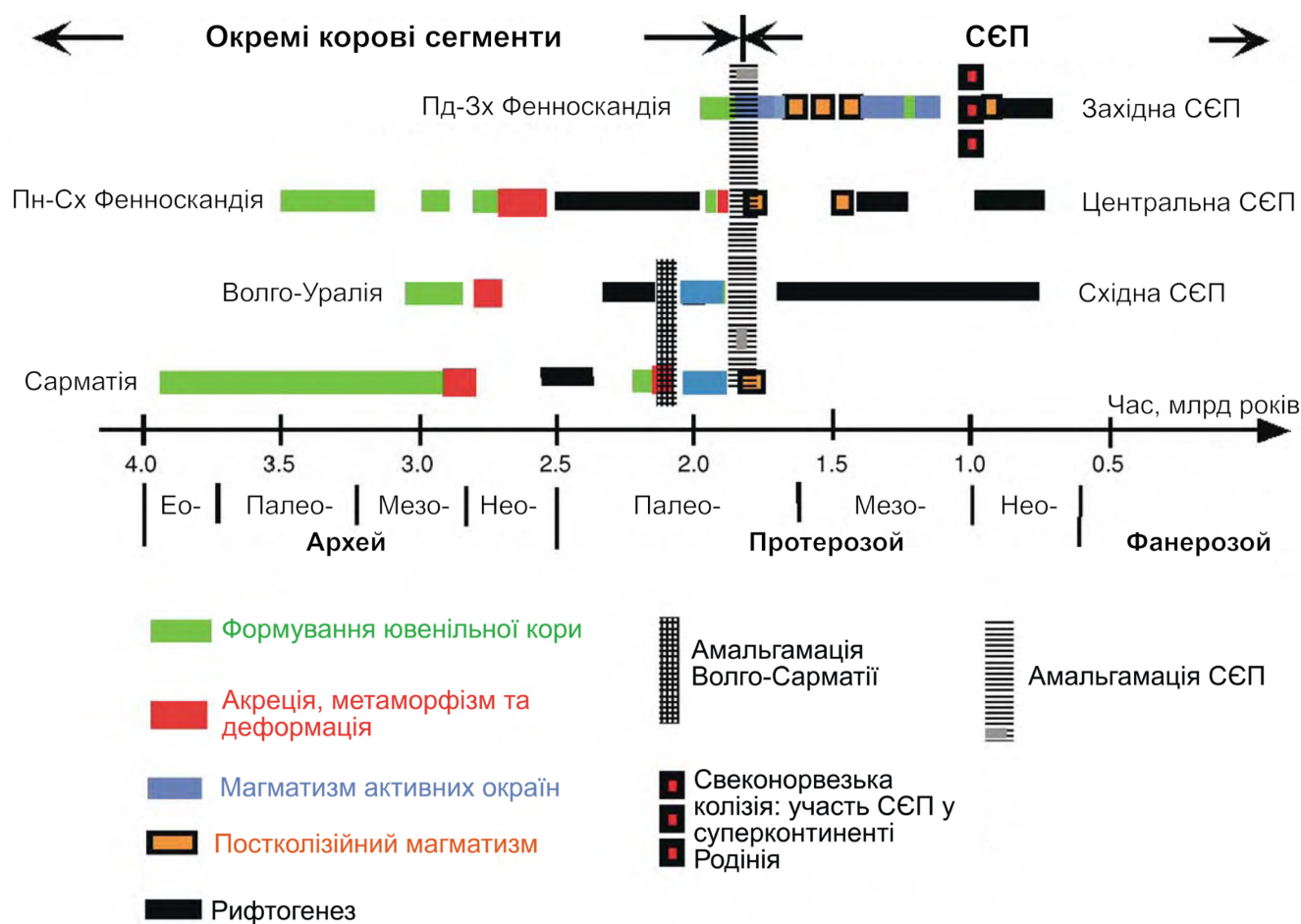
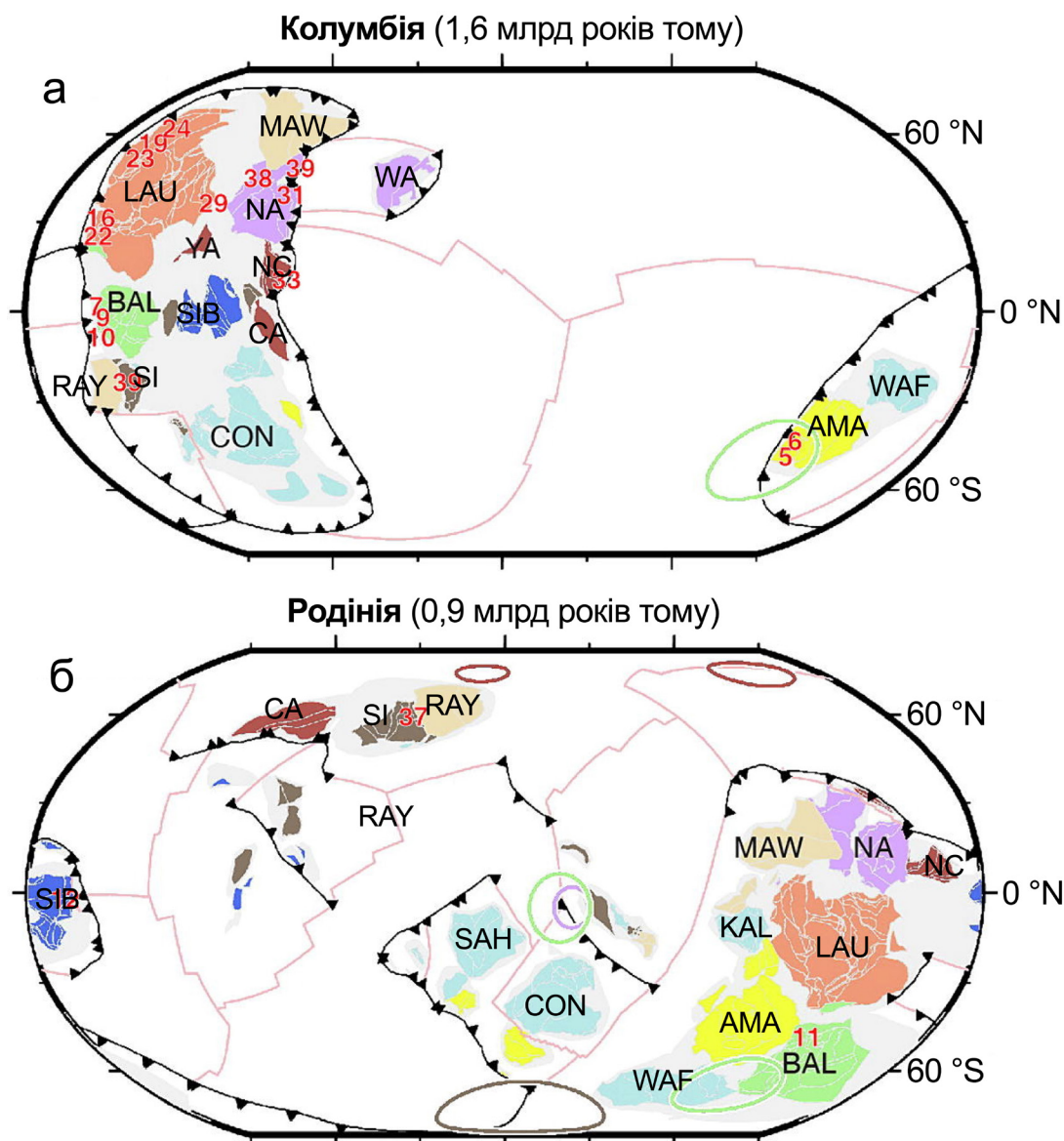


Рисунок 1.6. Шкала тектонічних режимів Фенноскандії, Сарматії та Волго-Уралії
Адаптовано з (Bogdanova et al., 2005).

На заході акреційний ріст кори після амальгамації СЄП відбувався послідовно від 1,7 до 1,5 млрд років тому. Після цього було зафіксовано два колізійні етапи: Данополонський та Свеконорвезький орогенези (~1,5–1,4 млрд років тому та ~1,1–0,9 млрд років тому відповідно), які супроводжувалися приєднанням до СЄП інших великих терейнів (Bogdanova et al., 2008). У центральній та східній частинах СЄП

осадонакопичення відбувалося протягом двох різних періодів, що збігалися з етапами існування суперконтинентів Колумбія (Нуна) і Родінія (рис. 1.7) (Cao et al., 2024).



Примітка. Тектонічні блоки: AMA – Амазонія, BAL – Балтика, CA – Катазія, CON – Конго, KAL – Калахарі, LAU – Лаврентія, MAW – Моусон, NA – Північна Австралія, NC – Північний Китай, RAY – Провінція Рейнер, SAH – Сахарський метакратон, SI – Південна Індія, SIB – Сибір, WA – Західна Австралія, WAF – Західна Африка, YA – Янцзи. Червоними цифрами відображено кількість акреційних подій.

Рисунок 1.7. Глобальні палеотектонічні реконструкції суперконтинентів Колумбія (а) та Родінія (б). Адаптовано з (Cao et al., 2024).

На сході СЄП відбувався пов'язаний з рифтогенезом мафічний магматизм, який мав місце вже близько 1,6 млрд років тому, але великі транскратонні

авлакогени були утворені близько 1,4 млрд років тому і пізніше (Bogdanova et al., 2016). На північному сході СЄП формування осадового покриву між 1,1 млрд років тому і 0,7 млрд років тому перейшло в стадію спочатку мілководного, а потім глибоководного осадонакопичення і, зрештою, у накопичення потужної товщі турбідитів. Цей пізній неопротерозойський період, ймовірно, був пов'язаний з розпадом Родинії, після чого СЄП вже існувала як окрема тектонічна одиниця. Тільки близько 430 млн років тому СЄП утворила разом із Лаврентією континент Лаврусія, який увійшов до північної частини Пангеї близько 300 млн років тому (див. рис. 1.1).

Висновки до розділу 1

Розглянуто сучасний стан проблеми палеомагнітних досліджень докембрійських утворень. Описано базові засади та області застосування палеомагнітного методу, продемонстровано ефективність його використання у вирішенні фундаментальних проблем в області наук про Землю.

Проведено аналіз світових баз даних палеомагнітних визначень, який демонструє значну нестачу визначень для докембрію у порівнянні з фанерозоєм. А саме обмаль надійних спільних визначень напрямків і напруженості геомагнітного поля, що адекватно описують його еволюцію протягом ранньої геологічної історії Землі. Наведено огляд та аналіз різних критеріїв, за якими палеомагнітні визначення класифікуються за ступнем достовірності. Виділено ключові вимоги для оцінки надійності результатів палеомагнітних досліджень, їх репрезентативності та валідності застосування для докембрійських реконструкцій.

Наведено короткий огляд попередніх палеомагнітних досліджень порід Українського щита та аргументовано доцільність отримання нових палеомагнітних визначень для докембрію Східноєвропейської платформи, які б задовольняли сучасним критеріям надійності та достовірності, а також необхідність подальшої розробки та деталізації траєкторії позірної міграції полюса цієї платформи для докембрію.

Проаналізовано наявну геолого-тектонічну інформацію про будову Східноєвропейської платформи та її еволюцію у протерозої, описано основні етапи її еволюції. Показано особливу роль Східноєвропейської платформи у глобальних палеогеографічних реконструкціях як фанерозою, так і докембрію.

2. ГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1. Геологічна будова коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу

Одним із найбільш характерних та добре вивчених представників анортозит-рапаківігранітних комплексів (АРГК) України та світу є багатофазний інтрузивно-магматичний коростенський комплекс палеопротерозойського віку (PR_2ks). До складу коростенського плутонічного комплексу входить власне Коростенський плутон (КП), а також низка дрібніших інтрузивних тіл, метасоматичних та контактово-метаморфічних утворень, розповсюджених у «рамі» КП (Митрохин, 2011). Інтрузії коростенського комплексу (PR_2ks) впроваджуються у складчастий палеопротерозойський фундамент північно-східної частини Волинського мегаблоку на межі з Росинсько-Тикицьким мегаблоком (рис. 2.1).

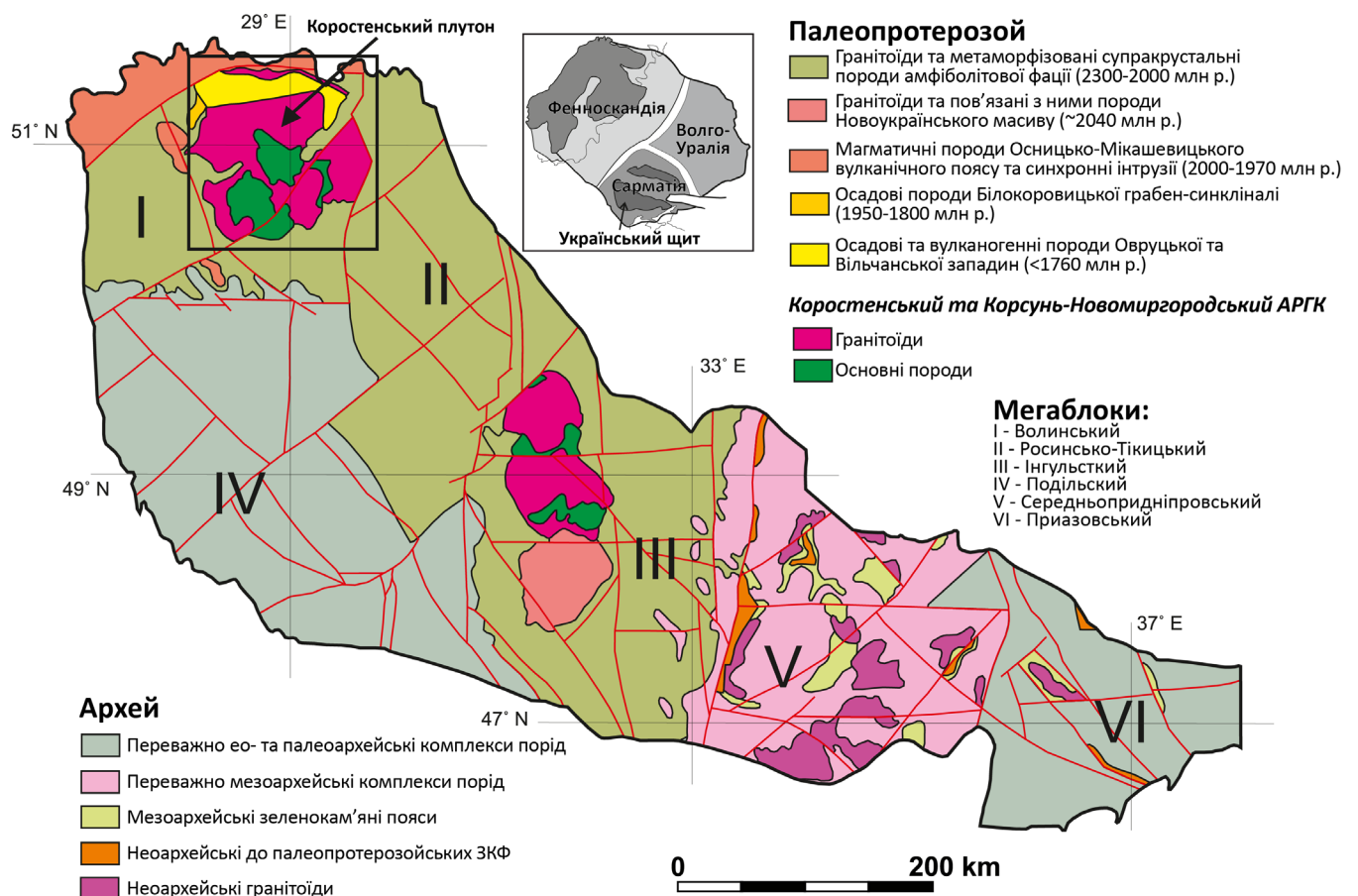


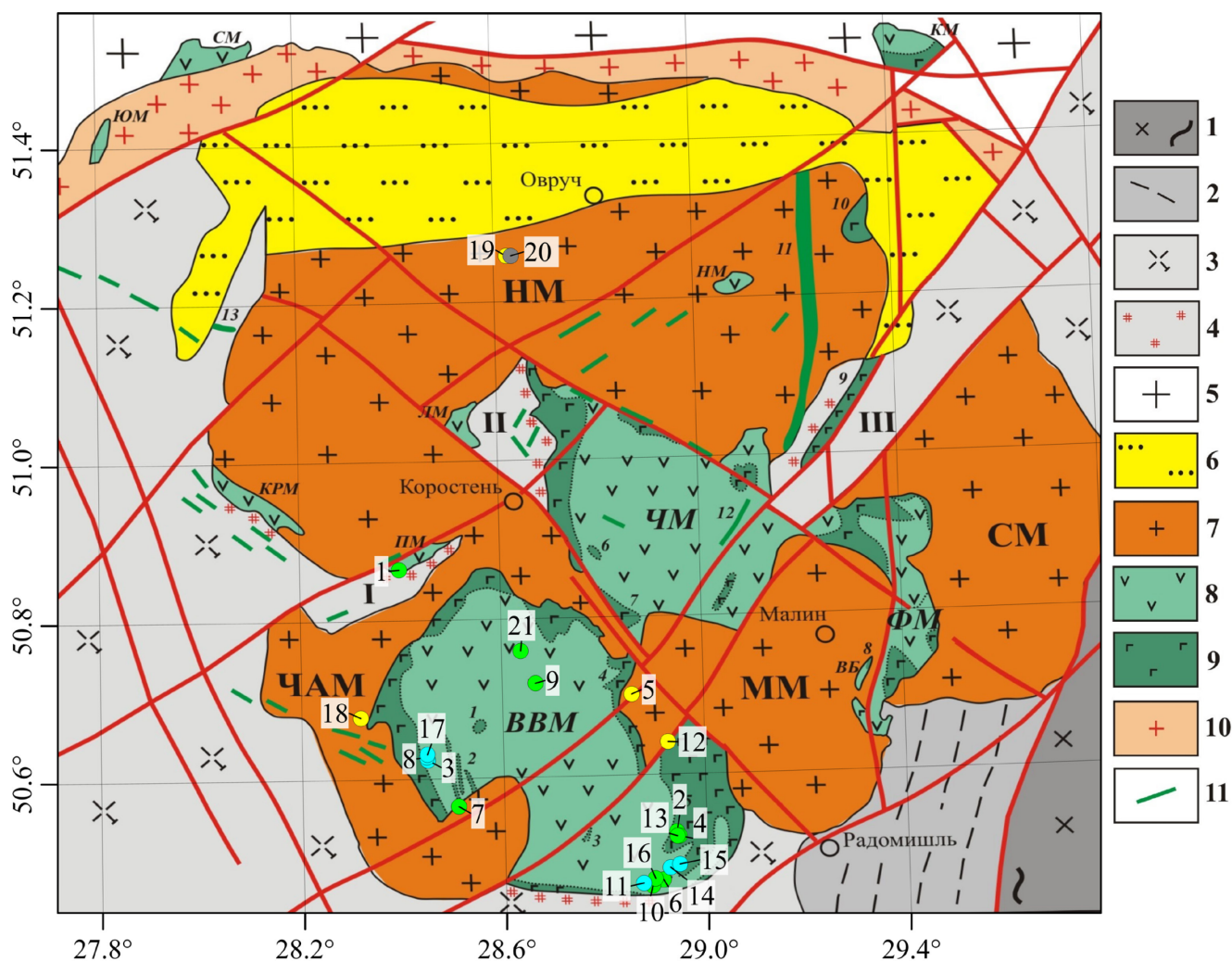
Рисунок 2.1. Схематична геологічна карта Українського щита. Адаптовано з (Shumlyansky et al., 2017).

КП має близьку до ізометричної форму, займає площу близько 10000 км² і простягається у меридіональному напрямку на 100 км, а із заходу на схід – на 150 км (Личак, 1983). За петрографічним складом КП представлений породами основного і кислого складу, значно менше розповсюджені середні породи (рис. 2.2). Основні породи приурочені до габро-анортозитових масивів, найбільшими з яких є Володарськ-Волинський, Чоповицький та Федорівський. Кислі породи відповідають масивам гранітоїдів, серед яких виділяють Народицький, Малинський, Червоноармійський та Сидоровицький. Рапаківі та рапаківіподібні граніти при цьому є переважаючими і займають близько 75% площі плутону; анортозити, габро-анортозити та габроїди займають близько 23%; не більше 2% представлено гібридними породами (Митрохин та ін., 2011). В межах КП також виділяються три внутрішні блоки кристалічного фундаменту, що знаходяться поміж інтрузивних тіл коростенського АРГК. Це глибоко впроваджені в тіло плутону Ушомирський і Недашківський блоки, які є тектонічними виступами древньої «рами», а також Бехінський блок, який, найімовірніше, являє собою провисання покрівлі плутону (Митрохин, 2011).

Волинський мегаблок займає північно-західну частину Українського щита, який належить до Сарматського сегменту Східно-Європейської платформи. На сході та півдні Волинський мегаблок межує із Росинсько-Тікицьким та Подільським мегаблоками відповідно, на заході – із Волино-Подільською плитою, а на півночі – із Прип'ятським прогином. Серед тектонічних одиниць другого порядку в межах Волинського мегаблоку виділяються Горинський, Осницький, Коростенський та Новоград-Волинський блоки (Щербина та ін., 2004).

Геологічно Волинський мегаблок складений кристалічними породами древнього складчастого фундаменту, вулканогенно-тирегенними відкладами протоплатформного чохла та субплатформними інтрузивами (рис. 2.2). Фундамент представлено гнейсами і кристалосланцями тетерівської серії (PR₁tt; вік метаморфізму 2,1–2,0 млрд років), гранітами і мігматитами житомирського комплексу (PR₁žt; 2,08–1,96 млрд років), метавулканітами клесівської серії (PR₁kl;

1,99–1,97 млрд років) та гранітоїдами осницького комплексу (PR_{10s}; 1,99 млрд років).



Примітка. Точки відбору показані кружечками зеленого (анортозити), блакитного (габро), жовтого (граніти) та сірого (діабазу) кольору; цифри біля кружечків відповідають № точок відбору у табл. 4.1, 4.2, 5.1–5.3, А.1, Б.1 та Г.1. Умовні позначки: 1 – мігматити звенигородського комплексу; 2 – біотитові гнейси, кристалосланці, амфіболіти та кальцифіри тетерівської серії; 3 – граніти та мігматити житомирського комплексу; 4 – піроксенові гнейси та кристалосланці в екзоконтактових ореолах базитових інтрузій коростенського комплексу; 5 – гранітоїди осницького комплексу; 6 – вулканогенно-теригенні відклади овруцької та топільнянської серій. Інтрузивні утворення коростенського АРГК: 7 – рапаківи та рапаківіподібні граніти; 8 – анортозити та габро-анортозити; 9 – габро, габронорити, габро-монзоніти та монозоніти; 10 – інтрузивно-метасоматичні утворення пержанського комплексу; 11 – сублужні долерит-діабазові дайки. Гранітоїдні масиви коростенського комплексу: ЧАМ – Червоноармійський, ММ – Малинський, НМ – Народицький, СМ – Сидоровицький. Габро-анортозитові масиви коростенського комплексу: ВВМ – Володарськ-Волинський; ЧМ – Чоповицький; ФМ – Федорівський; КРМ – Кривотинський, ПМ – Пугачівський, ЛМ – Лугинський, ВБ – Візненська брила, ЮМ – Юрівський, СМ – Селізівський, КМ – Кіровський.

Рисунок 2.2. Схематична геологічна карта коростенського аноморфно-рапаківгранітного комплексу. Адаптовано із (Митрохин, 2011).

Складчастий фундамент був сформований внаслідок складчастих процесів, регіонального метаморфізму, ультраметаморфізму та магматизму під час останньої орогенічної події на даній території (Митрохин, 2011). Метаморфізм і мігматизацію порід фундаменту пов'язують із ранніми стадіями розвитку Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу під час Осницького орогенезу, який відбувався в умовах розвитку активної континентальної окраїни (Bogdanova et al., 2004; Shumlyansky et al., 2017). Виходи древнього складчастого фундаменту найширше проявлені в південній та західній ділянках Волинського мегаблоку, вони утворюють так звану «раму» КП та входять до складу внутрішніх блоків складчастого фундаменту в межах плутону.

Відклади протоплатформного чохла в межах Волинського мегаблоку представлені субплатформними і власне платформними утвореннями (Митрохин, 2011). До субплатформних утворень належать вулканогенно-теригенні породи топільнянської серії (PR_{1tp}) та пугачівської товщі (PR_{1pg}), які формувалися в умовах нестійкого субплатформного режиму 1,9–1,8 млрд років тому. Утворення топільнянської серії локалізуються в межах Білокоровицької грабен-синкліналі, яка знаходиться неподалік від північно-західної ділянки Коростенського плутону, а породи пугачовської товщі зустрічаються у вигляді ксенолітів серед порід коростенського АРГК. Платформні утворення, в свою чергу, представлені вулканогенно-теригенними відкладами овруцької серії (PR_{1-2ov}), які накопичувались 1,77–1,74 млрд років тому синхронно із вкоріненням інтрузій коростенського АРГК (Шумлянский и Богданова, 2009) в межах Овруцької та Вільчанської западин вздовж північної частини КП.

Відповідно до роботи (Митрохин, 2011), до Коростенського комплексу (PR_{1ks}) належать: багатофазний анортозит-рапаківігранітний КП; супутні габроїдні інтрузії (Юрівська, Селізівська, Кіровська, Рудня-Безарська та Давидківська); сублужні лейкограніти та метасоматити пержанського комплексу в північній частині обрамування плутону; рої сублужних долеритивих дайок в межах КП та західній частині його «рами»; вулканіти Овруцької та Вільчанської грабен-синкліналей. Формування порід коростенського комплексу відбувалось у

субплатформних умовах при широкому розвитку розломно-блокової тектоніки (Щербак и др., 2008).

Володарськ-Волинський масив (ВВМ), в межах якого було досліджено більшість (15) точок відбору, являє собою поліфазну інтрузію, яка складена різновіковими асоціаціями анортозитових порід. Він є найбільшим габро-анортозитовим масивом як в межах коростенського АРГК, так і в межах Східно-Європейської платформи (Митрохин, 2011). Розташовується ВВМ у південно-західній частині КП і займає площу близько 1250 км² (див. рис. 2.2). Масив майже з усіх сторін оточений гранітоїдами коростенського комплексу; тільки у північно-східній частині він межує з породами Чоповицького масиву, а у південній частині – з метаморфічними утвореннями тетерівської серії та, місцями, з гранітоїдами житомирського комплексу (Шумлянський, 2012). За геолого-геофізичними даними, ВВМ залягає у вигляді субгоризонтальної пластини потужністю до 7 км (рис. 2.3), а до його крайових зон приурочені субвертикальні габроїдні дайкоподібні тіла, які простягаються на глибину до 7–10 км (Bogdanova et al., 2004) і можуть інтерпретуватись як кільцеві магмопідвідні канали (Митрохин, 2011). До крайових ділянок масиву на контакті габроїдів з гранітоїдами приурочені гібридні породи – габро-монцоніти, монцоніти, монцодіорити та сієніти. Масив переважно представлений крупно- та гігантозернистими анортозитами та габро-анортозитами до лейкократових габроїдів, які мають поступові переходи (Шумлянський, 2012).

За геофізичними даними (Bogdanova et al., 2004), Коростенський плутон має шарувато-блокову будову, яка представлена декількома розшарованими основними інтрузіями, оточеними масивами гранітоїдів (рис. 2.3). Земна кора в межах Волинського мегаблоку має потужність від 38–40 км під плутоном до 50–55 км в області Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу. Габро-анортозитові тіла в межах плутону залягають у вигляді слабопохилих пластин або лінз, які мають потужність близько 2–7 км; на дещо більшу глибину (до 10 км) простягаються крайові субвертикальні габроїдні дайкоподібні інтрузії ВВМ. У товщі верхньої та середньої кори до глибин близько 20 км було зафіксовано сильно шарувату сейсмічну структуру з чергуванням високо- та низькошвидкісних шарів,

що може свідчити про чергування у розрізі основних порід з породами кислого складу (Bogdanova et al., 2004). Ці дані узгоджуються з даними буріння та геологічними спостереженнями (Митрохин, 2011).



Примітка. Масиви КП: ВВМ – Володарськ-Волинський, ФМ – Федорівський. РТМб – Росинсько-Тікицький мегаблок.

Рисунок 2.3. Модель глибинної будови Волинського мегаблоку і Коростенського плутону вздовж геотраверсу II. Адаптовано з (Bogdanova et al., 2004).

Глибинний сегмент кори в межах КП, за даними геофізичного моделювання (Bogdanova et al., 2004), характеризується як циліндроподібне однорідне слабomagнітне тіло підвищеної щільності, яке простягається на 90 км в ширину та на 20 км по вертикалі, впроваджуючись через усю нижню кору. Це потужне тіло розглядається у якості магматичного осередку КП, з якого парціально поставлялися розплави до верхніх частини земної кори. Такі дані добре узгоджуються з петролого-геохімічними дослідженнями умов кристалізації анортозитів Коростенського плутону (Митрохин и др., 2008).

2.2. Геохронологія досліджуваних порід

Геохронологічні та польові геологічні дані вказують на наявність декількох фаз інтрузивної активності в межах коростенського АРГК. За даними U-Pb

датування по цирконах та бадделеїтах (рис. 2.4), вік порід коростенського комплексу змінюється в діапазоні 1815–1743 млн років, при цьому виділяються два глобальних етапи магматичної активності у періоди 1800–1780 млн років тому та 1768–1755 млн років тому (Shumlyansky et al., 2017). Протягом цих етапів відбувалось чергування гранітоїдного та основного магматизму (Митрохин та ін., 2011).

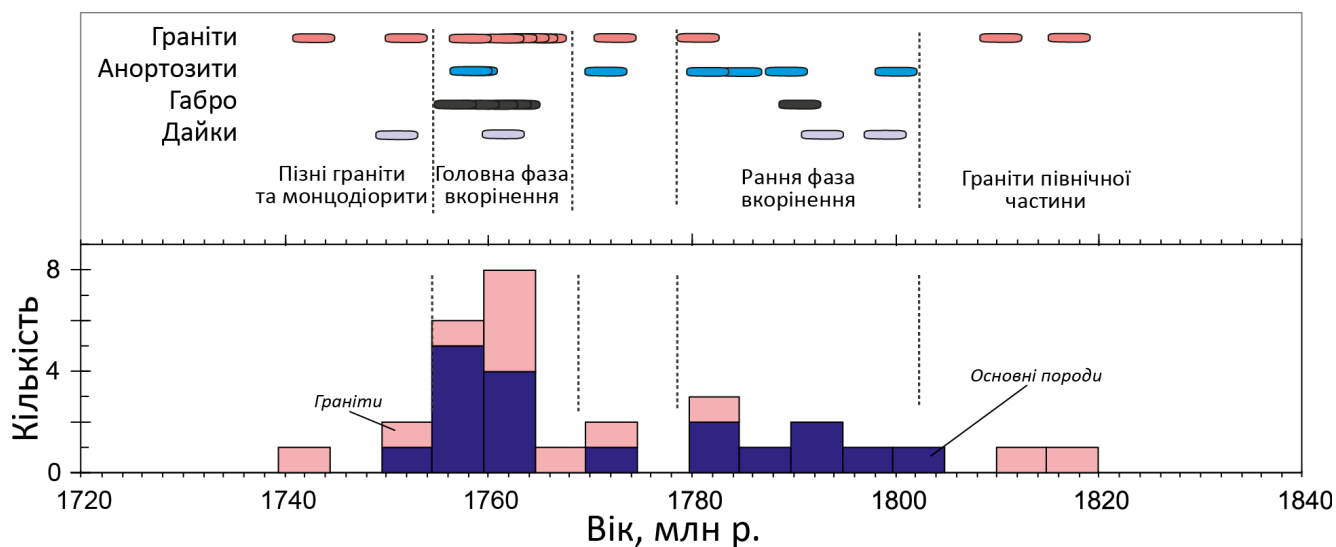


Рисунок 2.4. Діаграма розподілу геохронологічних визначень гранітоїдів та габроїдів коростенського АРГК. Адаптовано з (Shumlyansky et al., 2017).

За даними робіт (Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012; Shumlyansky et al., 2017) для основних порід КП виділяється 5 вікових серій: A_1 – рання анортозитова віком 1800–1780 млн років; A_2 – головна анортозитова віком 1761–1758 млн років; G_3 – рання габроїдна; G_4 – пізня габроїдна віком 1763–1757 млн років; D_5 – дайкова, формування якої відбувалось протягом всього часу становлення плутону. Геологічні та геохронологічні дані також передбачають багатофазність гранітоїдного магматизму, який проявлявся 1817–1743 млн років тому. За даними (Митрохин и др., 2009) виділяється головна фаза впровадження гранітів рапаківі та рапаківіподібних гранітів (γ_1), фаза малих інтрузій біотитових лейкогранітів та граніт-порфірів (γ_2), а також жильна фаза вкорінення альбіт-мікроклінових мікрогранітів і граніт-порфірів (γ_3).

Формування основної частини ВВМ відбувалось практично синхронно з утворенням головного об'єму Малинського масиву гранітів рапаківі під час четвертої інтрузивної фази в діапазоні 1761–1758 млн років тому (Shumlyansky et al., 2017), що відповідає головній анортозитовій серії А₂. Утворення цієї головної серії ВВМ супроводжувалось подальшим впровадженням диференційованих титаноносних інтрузій олівінових габро та габро-норитів.

Загальна послідовність фаз інтрузивної діяльності в межах Коростенського плутону, відповідно до робіт (Митрохин, 2011; Shumlyansky et al., 2017), виглядає наступним чином:

- 1) утворення рапаківіподібних гранітів, які розташовані північніше Овруцької западини;
- 2) впровадження основної частини габро-анортозитів Чоповицького та Федорівського масивів;
- 3) утворення значного об'єму Народицького масиву гранітів рапаківі;
- 4) майже синхронне формування основної частини Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву та Малинського масиву гранітів рапаківі;
- 5) формування Червоноармійського масиву гранітів рапаківі.

Висновки до розділу 2

Наведено базову інформацію про геолого-тектонічні особливості Волинського мегаблоку та Коростенського плутону, який характеризується складною будовою та багатофазною історією утворення. Надано характеристику об'єкта досліджень – порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу анортозит-рапаківігранітного комплексу, описано загальні особливості формування масивів Коростенського плутону, зокрема Володарськ-Волинського масиву.

Виконано аналіз наявних геохронологічних визначень для порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу, згідно з якими його формування відбувалося в діапазоні 1815–1743 млн років тому. Два головні етапи магматичної активності, під час яких утворився основний обсяг габроїдних та гранітоїдних масивів, відбувалися в інтервалах 1800–1780 та 1768–1755 млн років

тому. Головна фаза формування Володарськ-Волинського масиву, в межах якого було відібрано 15 колекцій зразків, припадає на інтервал 1761–1758 млн років тому, що відповідає головній анортозитовій серії A_2 .

3. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1. Польові роботи та підготовка зразків

3.1.1. Загальні принципи вибору об'єкту досліджень

Будь-яке геологічне дослідження починається безпосередньо з вибору найбільш придатного для вирішення поставленої задачі об'єкту. Багато різновидів гірських порід не є палеомагнітно інформативними, а для докембрійських порід існують додаткові критерії вибору об'єктів для палеомагнітних досліджень (див. пункт 1.1.2). Тому цей перший крок має вирішальне значення для отримання якісного кінцевого результату.

Основною метою палеомагнітних досліджень гірських порід є визначення параметрів (напрямку і модуля) характеристичної (найбільш стабільної) компоненти природної залишкової намагніченості (J_n), а також встановлення природи та оцінки часу її формування відносно віку геологічного тіла (Butler, 1992; McElhinny & McFadden, 2000). При цьому, в літературі щодо J_n гірських порід можна зустріти такі терміни, як «первинна/вторинна», «стабільна/нестабільна», «синхронна/метахронна» компонента та ін (Butler, 1992). Напрямок характеристичної – найбільш стабільної до зовнішніх впливів – компоненти намагніченості (ХКН) є базовою інформацією для виконання палеотектонічних реконструкцій, тому, крім стандартних критеріїв (доступність, зручність відбору зразків, достовірність і оптимальність геологічних відомостей про походження, ступінь збереженості, вік формування і структурне положення породи), необхідно враховувати також специфічні критерії палеомагнітних досліджень. До них належать: тип і склад гірських порід, які визначають можливість присутності магнітних мінералів в концентрації, достатній для вимірювання J_n ; найбільш ймовірний вид J_n і стабільність її компонент, що зумовлені генезисом породи і ступенем її збереженості.

Важливим критерієм визначення палеомагнітної інформативності гірських порід є можливість проведення польових тестів (Таухе, 2010), які дозволяють провести відносно датування стабільних компонент J_n та отримати важливу

інформацію щодо ХКН. Також важливою умовою є оцінка однорідності геологічного об'єкта щодо концентрації у ньому магнітних мінералів. Відбір зразків буде ефективнішим при наявності або проведенні в польових умовах мінімуму магнітних вимірів, наприклад, магнітної сприйнятливості, як параметра, який є чутливим до концентрації магнітних мінералів.

Перевагу у вирішенні палеотектонічних задач віддають магматичним породам, що мають термозалишкову J_n високої стабільності, та дрібнозернистим теригенним породам з орієнтаційною (детритовою – седиментаційною та постседиментаційною) J_n . При виборі місця відбору зразків важливо ретельно проводити геолого-структурний контроль для визначення первинного залягання породи (на момент її формування). Оскільки гіпотеза осевого геоцентричного диполя передбачає, що геомагнітне поле на поверхні Землі повинно бути осереднене за проміжок часу $\sim 10^5$ років, то при виборі об'єкту для відбору зразків треба це враховувати і максимально охоплювати усю доступну площу місця відбору. Практично було визначено, що для отримання надійного середнього напрямку компонент J_n необхідна палеомагнітна колекція не менше ніж з 10 (а краще 20 і більше) незалежно орієнтованих зразків гірських порід, формування ХКН у яких охоплює інтервал не менше ніж 10^5 років (Butler, 1992; Tauxe, 2010).

Для вирішення задач глобальної тектоніки відбір зразків в межах певної тектонічної одиниці (кратону, блоку, террейну) проводиться у кількох місцях на великій площі (від десятків до декількох сотень км), при цьому відбір бажано здійснювати рівномірно в межах цих площ (Butler, 1992). Це дозволяє уникнути залежності результатів від локальних особливостей магнітного поля. Для урахування останнього також доцільно для орієнтації зразків застосовувати сонячний компас. При пробовідборі максимальну увагу треба приділити можливості застосування польових тестів, хоча для докембрійських порід це проблематично через відсутність відповідних умов. Тому можливість виконання хоча б одного тесту (обпеченого контакту, конгломерату, складки, інверсії) має бути передбачена ще на стадії планування палеомагнітних робіт. Також в межах місць відбору можна зіткнутися з проблемою невстановлених тектонічних проявів

або геохімічних процесів, які локально можуть вплинути на напрям первинної компоненти J_n .

При аналізі ХКН, встановленні її віку, визначенні природи і часу формування інших компонент J_n , крім статистичних критеріїв, необхідно використовувати весь наявний арсенал геологічних, геофізичних і фізичних ознак (Butler, 1992; Таухе, 2010). Серед них найважливішими є:

- позитивні результати палеомагнітних польових тестів;
- збіжність напрямків компонент ХКН, виділених різними методами;
- докази синхронності утворення гірської породи і мінералів-носіїв ХКН;
- збіжність виділеного напрямку ХКН з напрямками відповідного віку, одержаними раніше, для яких доведено вік і природу формування у породі J_n ;
- тотожність напрямків у одновікових породах з інших місць відбору, не ідентичних за літологічним і петрографічним складом та генезисом;
- відсутність ознак регіонального перемагнічування порід.

Жоден з перерахованих вище критеріїв, якщо його розглядати окремо, не може бути доказом того, що виділена ХКН є «первинною» намагніченістю. Тільки поєднання декількох, як правило, геофізичних і геологічних ознак (оцінка геологічного віку, генезису, тектонічного позиціонування; відсутність ознак метаморфізму, вторинних змін, пластичних деформацій тощо) дозволяє вирішити питання про час виникнення і походження (природу) J_n .

3.1.2. Польові роботи та пробопідготовка

Відбір зразків для палеомагнітних досліджень відбувався з різних частин КП (див. рис. 2.2) впродовж кількох польових сезонів (2016, 2017, 2020 рр.) переважно в кар'єрах (як діючих, так і занедбаних), а також у межах природних відслонень. Основна увага під час польових робіт приділялася пошуку найменш вивітрілих ділянок корінних відслонень, з яких і виконувався відбір. Критеріями вибору місць для відбору зразків була їх доступність (до деяких приватних кар'єрів доступ був обмежений) та наявність інформації про геолого-петрографічні та геохронологічні характеристики порід. Після GPS-прив'язки місця відбору та оцінювання варіацій

значень магнітної сприйнятливості польовим каппаметром КТ-6, виконувався відбір зразків у вигляді кернів або штуфів. Крім автора, у польових роботах брали участь співробітники відділу петромагнетизму Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України – с.н.с. Є.Б. Поляченко під керівництвом зав. відділу В.Г. Бахмутова. Безпосередню участь у польових роботах брав проф., д.г.н. О.В. Митрохин, який здійснював їх геологічний супровід.

При вирішенні задач палеомагнетизму дослідники мають справу з векторними величинами, тому зразки для палеомагнітного аналізу повинні бути відповідним чином орієнтовані. Існує декілька дещо відмінних способів орієнтації зразків (Butler, 1992). Незважаючи на відмінності, ці способи зводяться до забезпечення можливості подальшого однозначного відновлення географічного положення кожного зразка, і, як наслідок, визначення в ньому компонент J_n . Такий напрямок векторів намагніченості – *in situ* – є напрямком в сучасній системі координат.

Відбір зразків-кернів здійснювався за допомогою портативного мінібура на базі бензопили Stihl та/або на базі дреля Makita (рис. 3.1). Визначення параметрів орієнтації (кут падіння та азимут падіння по довгій осі керна) зразків-кернів діаметром ~2,54 см та довжиною 7–10 см виконувалося спеціальним пристроєм Romero OR-2 як магнітним компасом Brunton, так і сонячним компасом. Також враховувалась поправка за величину регіонального магнітного схилення у місці проведення робіт. Географічні координати місць відбору зразків фіксувалися GPS-приймачем.

З кожного місця відбору вибурювалося зазвичай 20 і більше орієнтованих кернів. Для подальших вимірів з кожного керну із застосуванням алмазного диска вирізалось 2–4 робочих зразки у формі циліндра висотою 2,2 см та діаметром 2,54 см. В деяких випадках, коли це було зручніше, швидше, або не було можливості бурити, відбір зразків здійснювався вручну у вигляді орієнтованих штуфів, з яких потім вирізалися стандартні зразки кубічної форми з довжиною грані 2,0 см. Для деяких магнітно-мінералогічних досліджень виготовлялися додаткові зразки у вигляді міні-кернів висотою 1,0 см і діаметром 0,8 см, а також у вигляді порошку та дрібних шматочків породи (або мінералу). Загалом було досліджено близько 615

зразків різного типу, з них ~575 представлені циліндрами та кубиками, та ~40 – міні-циліндрами, порошком або шматочками.



Рисунок 3.1. Приклад відбору зразків анортозитів способом буріння на занедбаному кар'єрі місця відбору № 4.

3.2. Палеомагнітні дослідження

3.2.1. *Визначення напрямків векторів природної залишкової намагніченості*

У давніх породах загалом залишкова намагніченість J_n часто є сумою декількох компонент намагніченості різного віку, генезису і напрямку, які можуть бути представлені різними типами залишкової намагніченості (в'язка, термозалишкова, хімічна, ізотермічна тощо). Тому в ході лабораторних досліджень основною задачею є розділення компонент J_n , визначення часу їх формування та виділення найбільш стабільної характеристичної компоненти намагніченості J_n . Для встановлення компонентного складу J_n застосовуються спеціальні лабораторні експерименти з розмагнічування зразків – магнітні чистки: температурна (T -чистка), змінним магнітним полем (AF-чистка), часова чистка (тривала витримка

зразків в немагнітному просторі, або коли їх вектор J_n зорієнтовано антипаралельно до напрямку магнітного поля Землі), хімічна (травлення зразка в кислоті, що поступово знищує різні за розчинністю та за розміром зерна магнітних мінералів).

Найбільш застосованими та ефективними при палеомагнітних дослідженнях є T -чистка та АФ-чистка. Фізичною основою чисток є різна стабільність компонент J_n щодо послідовних розмагнічуючих впливів із наростаючою інтенсивністю величини температури або магнітного поля. Покрокове вимірювання напрямку і величини залишкової намагніченості після кожного такого впливу дозволяє визначити компонентний склад намагніченості, тобто спочатку виділити низькостабільні, а потім найбільш стабільні до такого впливу компоненти.

T -чистка є способом виділення компонент J_n за спектрами деблокуючих температур (T_{ub}) та стійкістю до нагрівів мінералів-носіїв J_n . Процедура температурного розмагнічування включає поступове нагрівання зразка до все більш високих температур, аж до температури Кюрі (T_C) феромагнітних мінералів у породі, з наступним охолодженням зразка до кімнатної температури в нульовому магнітному полі. Після цього на магнітометрі вимірюється залишкова намагніченість зразка. Така процедура призводить до того, що усі феромагнітні мінерали з T_{ub} , які є меншими за температуру розмагнічування, набувають термозалишкової намагніченості у нульовому магнітному полі, в результаті чого частина J_n , яку несуть ці мінерали, видаляється. В'язка компонента намагніченості найчастіше руйнується вже при ~ 200 °С, термозалишкова намагніченість титаномagnetитів – при 200–500 °С, магнетиту – при 570–600 °С, гематиту – 670–700 °С (Dunlop & Ozdemir, 1997; McElhinny & McFadden, 2000). Особливістю T -чистки є те, що в ході нагрівів можуть відбуватися (в тій чи іншій мірі) процеси розпаду і перетворення магнітних мінералів, а також утворення нових феромагнітних фаз. Тому при T -чистці необхідним є контроль при вимірах J_n , який зазвичай забезпечується вимірюванням магнітної сприйнятливості (χ) після кожного циклу нагрів-охолодження. Зростання або зменшення величини χ вказує на активізацію таких процесів.

АF-чистка дозволяє виділяти компоненти J_n за коерцитивними спектрами феромагнітних мінералів. Процедура полягає в тому, щоб піддати зразок впливу змінного магнітного поля у формі синусоїди з лінійним зменшенням амплітуди з часом. В основі цього виду чистки є перемагнічування феромагнітної речовини під впливом змінного магнітного поля зі спадаючою амплітудою, що призводить до тим більшого зниження величини J_n , чим вищим є початкове поле розмагнічування. АF-чистка ефективна для порід, до складу яких входять низькокоерцитивні мінерали, і особливо ефективна у випадках, коли спектри T_{ub} ХКН співпадають з температурами, при яких відбуваються процеси розпаду, перетворення або новоутворення магнітних мінералів. Надалі розмагнічені АF-чисткою зразки можна використовувати для деяких інших видів аналізу. Іноді доцільно використовувати комбінацію обох методів чистки.

Ефективність та детальність чистки (кількість кроків розмагнічування та їх частота) визначаються залежно від особливостей розподілу коерцитивних спектрів та спектрів T_{ub} основних носіїв намагніченості досліджуваних порід і, зазвичай, становлять від 10 до 20 кроків. Вибір доцільної методики чистки та частоти послідовних кроків розмагнічування зразків конкретних гірських порід обираються за результатами дослідження пілотної колекції зразків і залежать як від компонентного складу і виду J_n , так і від властивостей магнітних мінералів, що відповідають певній компоненті J_n .

Палеомагнітні дослідження виконувалися на апаратурі палеомагнітної лабораторії Центру колективного користування магнітометричною апаратурою Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Дослідження проводилися відповідно до сучасних загальноприйнятих методик палеомагнітних досліджень (Butler, 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Dunlop & Ozdemir, 1997; Tauxe, 2010).

T-чистка та виміри J_n проводилися в магнітно екранованому приміщенні MMLFC (виробництво Magnetic Measurements, Велика Британія). Процедура температурного розмагнічування виконувалася із використанням печі MMTD80 (Magnetic Measurements) з кроком 50–10 °C до досягнення температур 590–640 °C (крок 50 °C в діапазоні 100–200 °C, крок 30 °C в діапазоні 200–500 °C та крок 10 °C

в діапазоні 500–640 °C). AF-чистка відбувалася на пристрої розмагнічування змінним магнітним полем LDA-3A (виробництво AGICO, Чеська Республіка) у полях до 100 мТл (кроки 3, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 65, 80, 100 мТл). J_n та χ зразків вимірювались відповідно на магнітометрі JR-6A (AGICO) та каппа-містку MFK1-FB (AGICO).

Після порівняння результатів розмагнічування пілотної колекції зразків AF-чисткою та T -чисткою перевагу було надано останньому методу як більш інформативному. Частина зразків колекцій досліджувалась у палеомагнітній лабораторії Інституту геофізики Польської академії наук (м. Варшава), де для вимірів J_n було використано магнітометр 2G SQUID DC model 755-1.65 (виробництво 2G Enterprise, США).

Результати ступеневого розмагнічування представлялися для аналізу у вигляді ортогональних проєкцій – векторних діаграм Зійдервельда (Zijderveld, 1967). Компоненти векторів J_n , виділені в результаті T - і AF-чисток, визначались методом аналізу головних компонент (Kirschvink, 1980). У випадках, коли для зразків спостерігалися перекриття спектрів T_{ub} різних мінеральних фаз, з метою виділення спільної для колекції зразків ХКН та оцінки впливу на неї вторинних компонент додатково виконувався аналіз великих кіл перемагнічування (Halls, 1976). Аналіз головних компонент та кіл перемагнічування виконувався з використанням програмного забезпечення Remasoft 3.0 (Chadima and Hroudá, 2006).

3.2.2. Визначення палеонапруженості магнітного поля

Окрім аналізу напрямку вектора J_n , для повного розуміння властивостей давнього геомагнітного поля необхідно також визначити його напруженість. Якщо інформацію про напрямок можна легко оцінити методом аналізу головних компонент на основі результатів ступеневих T - і AF-чисток, то визначення напруженості (індукції) давнього геомагнітного поля (B_{pal}) потребує додаткових експериментів та передбачає ряд припущень. Теоретичним підґрунтям методу визначення B_{pal} є прямопропорційна залежність між величиною термозалишкової намагніченості (ТЗН) або парціальної ТЗН (ПТЗН), носієм яких є магнетит, та

напруженістю намагнічуючого поля (Néel, 1955). Найстарішим методом визначення напруженості є метод Тельє (Thellier, 1938). В основі цього методу лежить кілька припущень щодо вимірюваних величин:

1) Для слабких полів (< 100 мкТл) напруженість ТЗН пропорційна зовнішньому полю B_{pal} , у якому вона виникла під час нагрівання та охолодження.

2) ПТЗН, набута під час нагрівання в діапазонах від кімнатної температури до T_C у магнітному полі, дорівнює ПТЗН, набутій під час охолодження у відповідному діапазоні.

3) Сума всіх ПТЗН дорівнює повній ТЗН.

Згідно з основним принципом оригінального експерименту Тельє (Thellier, 1938), припускається, що J_n зразка є термозалишковою, сформованою у полі B_{pal} невідомої величини. Шляхом нагрівання зразка до T_C та подальшого його охолодження у лабораторному магнітному полі (B_{lab}) відомої величини створюється штучна ТЗН. В результаті, виходячи з величин штучної ТЗН та прикладеного B_{lab} , розраховується коефіцієнт пропорційності та визначається величина B_{pal} . Цей базовий принцип не враховує ймовірність того, що J_n зразка може не бути однокомпонентною ТЗН. Також він не передбачає перевірки зміни мінералів під час нагрівання. Через у роботі (Thellier and Thellier, 1959) було запропоновано метод послідовного нагрівання зразка у кілька етапів за температур, нижчих ніж T_C (метод Тельє-Тельє), щоб проаналізувати зміну напрямку намагніченості та виявити можливі мінеральні перетворення. Додаткові труднощі створюють псевдооднодоменні та багатодоменні зерна, оскільки вони не повністю підпорядковуються наведеним вище припущенням.

В методі Тельє-Тельє зразок двічі нагрівають і охолоджують у відомому B_{lab} , причому під час другого етапу нагрівання зразок перевертають. За допомогою векторного додавання та віднімання можна виділити залишкову J_n і новостворену ПТЗН. Цей подвійний крок повторюють для низки температурних інтервалів від кімнатної температури до T_C . Для контролю мінеральних змін при високих температурах значення ПТЗН перевіряють шляхом повторного нагрівання зразків у полі B_{lab} до нижчої температури, що відповідає одному із попередніх кроків (так

звана перевірка ПТЗН – «pTRM-check»). Якщо це контрольне значення ПТЗН збігається з попередньо виміряним, це вважається ознакою відсутності структурних змін в ході високотемпературних етапів.

На сьогодні існує декілька модифікацій методу Тельє (Valet, 2007; Таухе, 2010), основним з яких виступає метод Тельє-Кое (Сое, 1967). Ця модифікація наближена до класичного методу Тельє-Тельє, проте дозволяє отримувати додаткові статистичні кількісні дані (перевірки) для оцінки критеріїв надійності отриманих визначень (див., наприклад, Leonhardt et al., 2004; Paterson et al., 2014). Серед переваг цієї модифікації можна виділити гарне методичне обґрунтування та достовірність отриманих даних (за умови відповідності певним критеріям надійності), а серед основних недоліків – значна тривалість виконання експерименту і трудозатратність.

Так, в рамках даної роботи визначення B_{pal} відбувалося методом Тельє-Кое із виконанням процедури перевірки ПТЗН (Prévot et al., 1985) та перевірки «хвостів» «pTRM-tail check» (Riisager and Riisager, 2001). Цикли парних нагрівань до послідовно зростаючих температур T_i (параметри експерименту див. у табл. А.1) проводилися в атмосферному повітрі: перший крок – нагрів-охолодження у нульовому полі, другий – нагрів-охолодження у B_{lab} (50 мкТл). Після непарного температурного циклу виконувалося контрольне нагрівання до температури T_{i-2} із подальшим охолодженням у полі B_{lab} (перевірка ПТЗН). Також кожні два парні температурні цикли завершувалися повторним нагрівом до T_i при нульовому полі (перевірка «хвостів»). Загалом кожен експеримент Тельє-Кое включав 15–19 температурних кроків та 8–9 контрольних точок перевірки ПТЗН. Оцінка B_{pal} виконувалася по діаграмах Араї-Нагата (Nagata et al., 1963) з використанням програмного забезпечення ThellierTool v4.22 (Leonhardt et al., 2004), Thellier GUI (Shaar & Tauche, 2013) та онлайн платформи paleointensity.org (Béguin et al., 2020).

T -чистка і намагнічування, а також виміри J_n та ПТЗН виконувалися відповідно з використанням печі MMTD80 (Magnetic Measurements) та спін-магнітометра JR-6A (AGICO) у магнітно екранованому приміщенні MMLFC (Magnetic Measurements).

3.3. Петромагнітні та магнітно-мінералогічні дослідження

З метою розділення магнітних мінералів за величиною намагніченості насичення (J_s) аналізувалися криві ізотермічної залишкової намагніченості (J_r) зразків. J_r наводилась у полях до 2,5 Тл на імпульсному намагнічувачі MMPM10 (Magnetic Measurements), після чого J_r зразків вимірювалася на магнітометрі 2G SQUID DC model 755-1.65 (2G Enterprise) або JR-6A (AGICO).

Для ідентифікації мінералів-носіїв J_n зразків, а також з метою оцінки магнітної стабільності J_n , виконувався термомагнітний аналіз – встановлення залежності $\chi(T)$ – із застосуванням каппа-містка KLY-5A з модулем для нагріву зразка CS4 (AGICO).

Для встановлення T_{ub} мінеральних фаз із різними коерцитивними спектрами виконувався тест Лоурі (Lowrie, 1990). Зразки послідовно намагнічувалися постійним магнітним полем по трьох ортогональних осях (z, y, x) на імпульсному намагнічувачі MMPM10 (Magnetic Measurements), після чого виконувалась процедура T -чистки. «Тривісна» J_r послідовно наводилася по осях зразка у наступних полях:

z) 2,5 Тл – достатньо для часткового наведення J_r насичення (J_{rs}) у висококоерцитивних «жорстких» мінералах, таких як гематит, гетит та наведення повної J_{rs} однодоменного піротину;

y) 0,4 Тл – достатньо для наведення J_{rs} у феромагнетиках середньої коерцитивності, наприклад однодоменного магнетиту та псевдооднодоменного піротину;

x) 0,12 Тл (для наведення J_{rs} у низькокоерцитивних «магнітом'яких» мінералах, наприклад, для багатодоменного магнетиту, титаноманетиту).

Потім зразок розмагнічувався послідовними нагрівами для визначення розподілу T_{ub} , пов'язаної з магнітними фракціями з різними коерцитивними спектрами – «м'якою» фракцією (0–0,12 Тл), «середньою» (0,12–0,4 Тл) та «жорсткою» (0,4–2,4 Тл).

Оцінка доенної структури магнітних зерен виконувалася за діаграмою Дея-Данлопа (Day et al., 1977; Dunlop, 2002). За аналізом петлі гістерезису визначались

намагніченість насичення (J_s), залишкова намагніченість насичення (J_{rs}), коерцитивна сила (B_c), а за кривими перемагнічування (J_{rs}) полем протилежного знаку – залишкова коерцитивна сила (B_{cr}). Параметри петлі гістерезису для її побудови (J_{rs}/J_s відносно B_{cr}/B_c) визначалися для зразків на вібромагнітометрах Micromag AGM 2900 (Lake Shore Cryotronics, Inc., США) в Інституті геофізики Польської академії наук (м. Варшава) та 7404 VSM (Lake Shore Cryotronics, Inc.) Центру колективного користування «VSM» Інституту металофізики ім. Г.В. Курдюмова. Обробка даних петель гістерезису та їхня візуалізація виконувалась із застосуванням програмного забезпечення Micromag AGM-VSM (Lake Shore Cryotronics, Inc.) та HystLab (Paterson et al., 2018).

Виміри параметрів анізотропії магнітної сприйнятливості (АМС) виконувалися на каппа-містку MFK1-FB (AGICO) у 15 різних положеннях зразка (Jelínek, 1973). АМС породи описується тензором другого рангу (χ_{ij}) (Hrouda, 1982), який прийнято представляти еліпсоїдом з трьома головними осями – максимальною (довгою), проміжною (середньою) та мінімальною (короткою) – відповідно K_1 , K_2 і K_3 (Tarling & Hrouda, 1993). При цьому середнє значення магнітної сприйнятливості (K_m) розраховується відповідно до вимірних значень трьох осей еліпсоїда $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$. Ступінь анізотропії характеризується відношенням максимальної осі до мінімальної. Магнітна лінійність ($L = K_1/K_2$, «lineation») та магнітна площинність ($F = K_2/K_3$, «foliation») відображають ступінь витягнутості та сплюсненості еліпсоїда. Форма еліпсоїда АМС визначається параметром форми T_j (Jelínek, 1981). Для $-1 < T_j < 0$ еліпсоїд має витягнуту (сигароподібну) форму, для $0 < T_j < 1$ – сплюснену (дископодібну), а при $T_j = 0$ – еліпсоїд має нейтральну форму ($L = F$). Розрахунки напрямків осей еліпсоїда АМС і таких його параметрів, як відкоригований ступінь анізотропії (P_j), лінійність L , площинність F та форма T_j виконувалися за допомогою програмного забезпечення Anisoft 5 (AGICO) за алгоритмом (Jelínek, 1981; Tarling & Hrouda, 1993).

Мінералого-петрографічні дослідження шліфів та прозоро-полірованих шліфів проводилися на лабораторній базі кафедри мінералогії, геохімії та петрографії ННІ «Інститут геології» КНУ імені Тараса Шевченка. Вивчення

препаратів оптичними методами у прохідному та відбитому світлі виконувалося на поляризаційному мікроскопі Полам РП-1. Якісний хімічний аналіз мінералів та електронно-мікроскопічні дослідження проводилися з використанням електронного мікроскопа PEMMA-202M (SELMІ, Україна) з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром Link systems (ННІ «Інститут геології», аналітик О.В. Митрохин) та скануючого електронного мікроскопа Zeiss Sigma VP (Carl Zeiss Microscopy, Німеччина) з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром xFlash 6|10 (Факультет геології Варшавського університету, Польща).

Висновки до розділу 3

Подано характеристику основних методичних принципів і підходів, що застосовуються в палеомагнітних дослідженнях. Описано особливості польових робіт, вибору конкретних об'єктів досліджень та місць відбору, пробовідбору та пробопідготовки. Детально описано методику та протоколи палеомагнітних, петромагнітних та магнітно-мінералогічних досліджень, які відповідають сучасним стандартам вивчення магнетизму гірських порід. Вказано призначення конкретних експериментів та лабораторних вимірів. Представлено інформацію про лабораторну базу, на якій виконували аналітичні вимірювання, а також описані апаратурні та програмні комплекси, застосовані при проведенні досліджень.

Зазначене дає підстави вважати, що в ході виконання роботи було залучено сучасний комплекс методів дослідження магнетизму гірських порід, а одержані результати є достовірними та придатними для використання як базовий фактичний матеріал.

4. ПЕТРОМАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОСЛІДЖУВАНИХ ПОРІД

4.1. Природна залишкова намагніченість і магнітна сприйнятливість

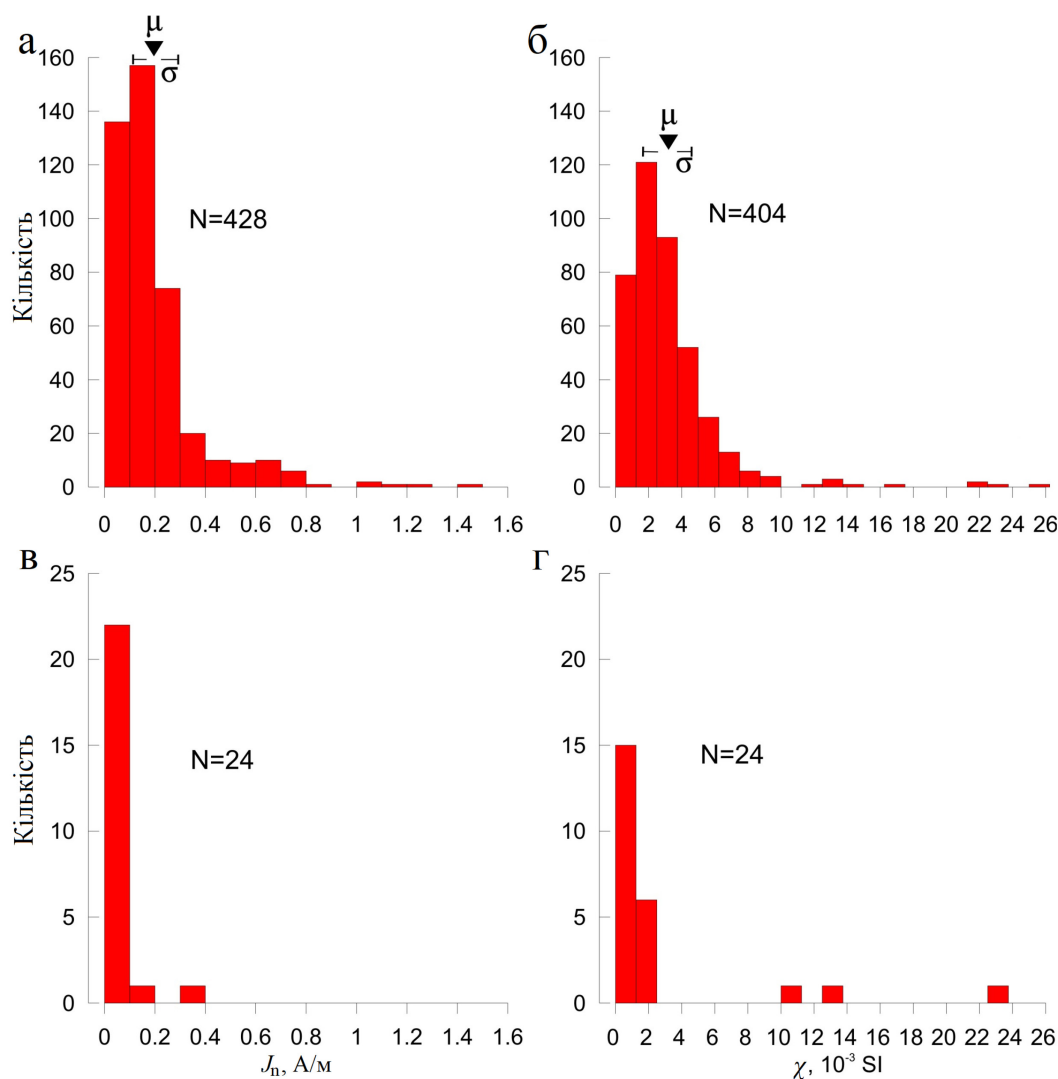
Магнітні властивості магматичних порід насамперед зумовлені феромагнетиками, розсіяними всередині матриці діамагнітних і парамагнітних мінералів, і визначаються їхнім складом, концентрацією, розміром та формою, ступенем збереженості тощо. Магнетизм гірських порід залежить від умов їхнього формування (тиску, температури, фугітивності кисню, часу та режиму кристалізації) і подальших вторинних змін. Він зумовлений наявністю певної кількості феромагнітних мінеральних фаз, які мають унікальну властивість «магнітної пам'яті». Ці мінерали здатні фіксувати та зберігати інформацію про геологічні процеси, що впливали на породу протягом усього часу її існування.

Магнітні характеристики досліджуваних магматичних порід КП (Бахмутов та ін., 2025) наведено у таблиці Б.1, положення місць (точок) відбору показано на рисунку 2.2. 17 точок відбору досліджено в межах Володарськ-Волинського масиву (BBM) та 4 точки поза BBM (усього 21 точка відбору). Загалом 10 точок відбору представлені анортозитами, 6 точок – габро (серед них 3 точки – олівінові габро), 4 точки – гранітами та 1 точка – інтрузією діабазів (точка № 20), що відібрані із вміщуючих гранітів точки № 19.

На рисунку 4.1 наведено гістограми розподілу природної залишкової намагніченості (J_n) і магнітної сприйнятливості (χ) для зразків габроїдів і гранітоїдів. Середні значення для J_n і χ для усіх точок відбору габро становлять відповідно 0,11 А/м і $2,6 \cdot 10^{-3}$ SI, для анортозитів – відповідно 0,17 А/м і $1,9 \cdot 10^{-3}$ SI, в межах середньоквадратичного відхилення при цьому не різняться (див. табл. Б1). Габроїди з середніми значеннями J_n і χ відповідно 0,195 А/м і $2,57 \cdot 10^{-3}$ SI демонструють одномодальний розподіл значень з додатною асиметрією (рис. 4.1а, б), окремі зразки мають значення J_n і χ на порядок вищі за середні. Загалом гранітоїди мають вдвічі нижчі значення J_n і χ (рис. 4.1в, г), що вказує на менший вміст феромагнітних мінералів порівняно з габроїдами. Для більшості зразків габроїдів середні значення χ помітно перевищують 10^{-3} SI, що вказує на

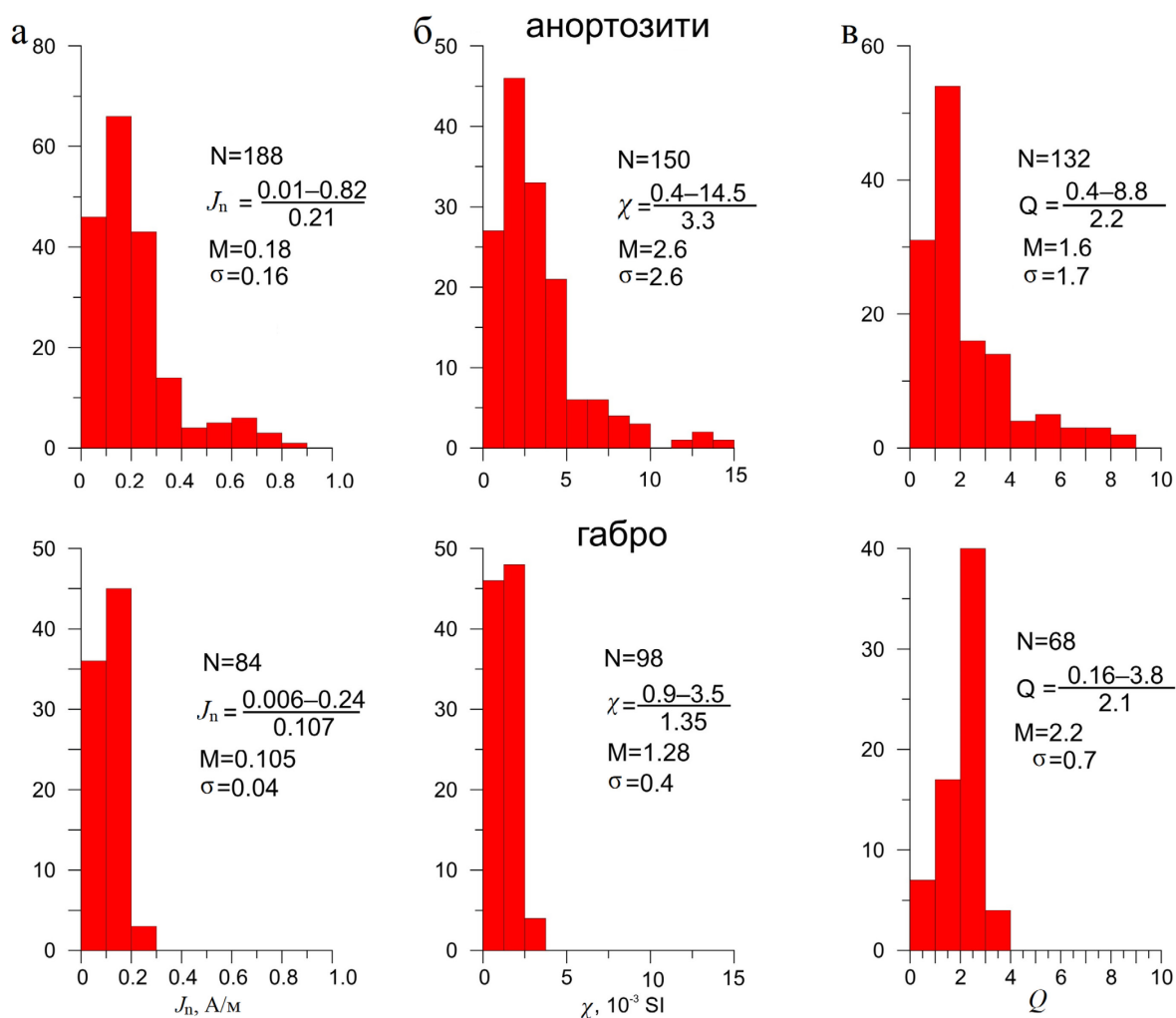
переважний внесок саме феромагнітних компонент у χ досліджуваних порід (Rochette, 1987).

Діапазон варіацій значень J_n , χ і фактора Кенігсбергера (Q) в межах окремих точок відбору габро суттєво менший, ніж у анортозитів (параметр σ у табл. Б.1). Для подальшого аналізу було порівняно магнітні параметри цих порід у межах відносно невеликої ділянки у південно-східній частині ВВМ. На рисунку 4.2 представлено загальний розподіл магнітних параметрів для зразків з цієї ділянки у вигляді діаграм для анортозитів з точок відбору № 2, 4, 6, 10, 13 та 16, і габро з точок № 11, 13', 14 та 15. Діаграми наочно демонструють відмінності у розподілі значень магнітних параметрів.



Примітка. N – кількість зразків, μ – середнє значення, σ – середньоквадратичне відхилення.

Рисунок 4.1. Гістограми розподілу J_n і χ по всіх зразках габроїдів (а, б) і гранітоїдів (в, г).



Примітка. N – кількість зразків; для J_n , χ і фактора Q вгорі наведено діапазон значень, внизу – середнє значення; M – медіана; σ – середньоквадратичне відхилення. № точок відбору відповідають рис. 2 та табл. Б1.

Рисунок 4.2. Гістограми розподілу магнітних параметрів J_n (а), χ (б) і фактора Q (в) за зразками анортозитів точок відбору № 2, 4, 6, 10, 13, 16 (зверху) і габро № 11, 13', 14, 15 (знизу) з південно-східної частини ВВМ.

У габро діапазон змін досить вузький при середніх значеннях близьких до медіанних; максимальні значення J_n , χ і фактора Q не перевищують 0,24 А/м, $3,5 \cdot 10^{-3}$ SI та 3,8 відповідно. У анортозитів розподіл ближче до логнормального, а 28% від загальної кількості зразків мають вищі значення J_n , ніж у габро, з максимальними значеннями до 0,82 А/м. Вищі порівняно з габро значення χ спостерігаються для 25% від загальної кількості зразків анортозитів із максимальними значеннями до $14,5 \cdot 10^{-3}$ SI.

У попередніх дослідженнях петрографічних різновидів основних порід ВВМ було зроблено висновки (Михайлова и др., 1994), що за значеннями χ їх можна розділити на дві групи: умовно сильномагнітні габро ($\chi > 10^{-2}$ SI) із середнім значенням близько $3 \cdot 10^{-2}$ SI і на порядок менш магнітні породи, до яких належать анортозити, габро-анортозити та деякі інші габро (Михайлова и др., 1994). У досліджених в рамках даної роботи точках відбору лише окремі зразки анортозитів мають значення $\chi > 10^{-2}$ SI. Більше 90% зразків можуть бути віднесеними до порід, у яких визначальним на їх магнітні властивості є вплив феромагнетиків ($\chi > 10^{-3}$ SI), і тільки 7–8% зразків можна віднести до порід змішаного походження ($0,5 \cdot 10^{-3}$ SI $< \chi < 10^{-3}$ SI), у яких на значення χ також може впливати присутність парамагнітної складової (Rochette, 1987).

Одноmodalний розподіл J_n , χ і Q припускає вплив однієї (переважаючої) феромагнітної фази у якості домінуючого джерела намагніченості. З іншого боку, логнормальний характер розподілу петромагнітних параметрів анортозитів (див. рис. 4.2) вказує на певну неоднорідність у складі та/або концентрації феромагнітних фракцій в межах ВВМ.

Варіації магнітних властивостей гірських порід в межах єдиного масиву можна пояснити дещо відмінними особливостями утворення порід, що обумовлено характером вкорінення розплаву, відмінністю його складу, різною швидкістю охолодження, ступенем диференційованості, поширеністю та характером вторинних процесів, наявністю порід гібридного складу тощо. Однак варто відмітити значну варіативність параметрів J_n , χ та Q , яка часто спостерігається для порід, відібраних із сусідніх відслонень (кар'єрів) та навіть в межах одного відслонення. Так, колекції зразків точок відбору № 2, 4, та 13, відібрані в межах кар'єрів, відстань між якими не перевищує 700 м (див. рис. 2.2 і табл. Б.1), мають помітну різницю у петромагнітних характеристиках (особливо для фактора Q), що є відображенням варіативності властивостей феромагнітних мінералів, що вміщують дані породи. Відповідно, це може впливати і на палеомагнітні властивості цих порід.

За даними лабораторних досліджень було виявлено, що колекції зразків із точок відбору № 2, 4, та 13 мають відмінний компонентний склад та різну стабільність природної залишкової намагніченості, а також відмінний характер поведінки векторів цих компонент під час процедур розмагнічування (див. розділ 5). Все це певним чином відображається на якості отриманих даних та палеомагнітній інформативності досліджуваних порід. Як характерний приклад також можна відмітити аномалії точки № 9, відібрані в межах одного кар'єру на площі $\sim 100 \text{ м}^2$. В ході палеомагнітних досліджень було виявлено, що зразки характеризуються відносно складною багатокомпонентною намагніченістю різного ступеня стабільності (див. розділ 5.1 та додаток Г). Серед зразків можна виділити три групи: зразки з однокомпонентною J_n (високотемпературною), з двокомпонентною J_n (низько- та високотемпературною) та з двокомпонентною J_n (низько- та високотемпературною), де спектри T_{ub} частково перекриваються. А в деяких зразках можуть спостерігатися і дві чітко відокремлені високотемпературні компоненти з вузьким діапазоном T_{ub} (10–20 °C), при цьому обидві компоненти мають однаковий напрямок, який відповідає характеристичній компоненті намагніченості (див. рис. Г.5).

Варіації магнітних параметрів порід в межах відносно невеликих площ, імовірно за все, можна пов'язати із локальними петрографічними неоднорідностями досліджуваного геологічного утворення. Наприклад, наявністю шліроподібних прошарків або лінзовидних ділянок із підвищеною кількістю темноколірних мінералів у основній, здебільшого плагіоклазовій, масі. Подібні неоднорідності відмічаються серед порід точки відбору № 7 (див. табл. Б.1). На J_n порід можуть впливати локальні прояви вторинних процесів, наприклад вивітрювання (особливо на природних відслоненнях) або сульфідизація порід. Підвищений розкид петромагнітних параметрів в межах відслонення, окрім вищезазначеного, може бути пов'язаний з характерною для досліджуваних аномалізованих порід гігантозернистою структурою, що обумовлює неоднорідність мінерального складу в об'ємі палеомагнітних зразків (8 см^3 для кубиків або $11,15 \text{ см}^3$ для циліндрів). Тобто, петромагнітна інформація, зосереджена в магнітних

мінералах, магнітні властивості яких визначаються їхнім складом, структурою і доменним станом, у свою чергу залежать від умов утворення та перетворення феромагнітних мінералів. Для надійного встановлення природи J_n , а також для достовірної оцінки стабільності та виділення характеристичної компоненти J_n , необхідними є ідентифікація мінералів-носіїв залишкової намагніченості, встановлення їхнього генезису, ступеня збереженості тощо.

4.2. Ідентифікація магнітних мінералів-носіїв природної залишкової намагніченості

В рамках попередніх палеомагнітних досліджень основних порід Коростенського плутону були зроблені висновки, що основним мінералом-носієм J_n є магнетит або титаномангнетит з незначною домішкою Ti (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001; Cherkes et al., 2023a; Бахмутов та ін., 2025; Cherkes, 2025). Високотемпературну компоненту J_n пов'язують із системами ламелярних Fe-Ti оксидних включень у плагіоклазах та піроксенах. Наявність таких систем у цих мінералах встановлена за даними оптичної та електронної мікроскопії (Кудинова 1987; Михайлова и др., 1994; Cherkes et al., 2023a).

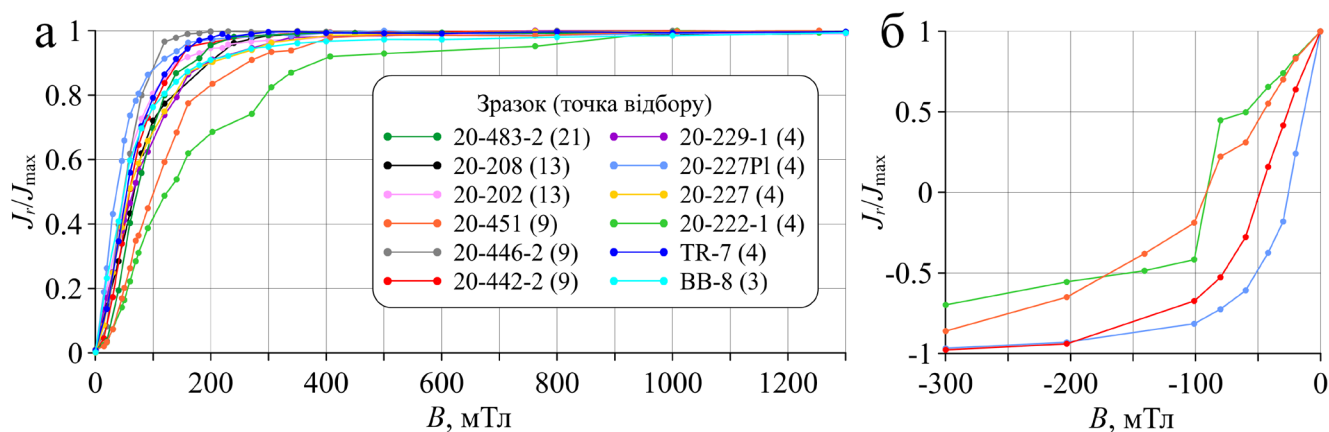
Результати температурного розмагнічування досліджуваних зразків (див. розділ 5), також демонструють, що характеристична компонента намагніченості виділяється у діапазоні деблокуючих температур (T_{ub}) 500–540–600 °C (див. розділ 5 та табл. 5.1), що характерно для магнетиту/титаномангнетиту. Разом із тим, складна багатокомпонентна структура J_n досліджуваних порід свідчить про наявність різних генерацій магнітних мінералів, які можуть спотворювати палеомагнітний сигнал та ускладнювати (а часто й унеможлиблювати) його розшифрування. Така неоднорідність складу та векторів J_n потребує з'ясування генезису та особливостей будови мінералів-носіїв природної залишкової намагніченості для коректної інтерпретації палеомагнітного сигналу.

З метою ідентифікації магнітних мінералів було виконано експерименти з набуття зразками ізотермічної залишкової намагніченості (J_r), тест Лоурі (Lowrie, 1990), термомагнітний аналіз, визначення параметрів гістерезису та мікроскопічні

дослідження. Додатково проведено аналіз анізотропії магнітної сприйнятливості порід плутону для оцінки можливого впливу магнітної анізотропії на вектори компонент J_n , а також для встановлення особливостей магнітної текстури порід.

4.2.1. Результати магнітно-мінералогічних досліджень

Результати дослідження J_r , що дозволяють розділяти феромагнітні фази за їх коерцитивними спектрами, представлені у вигляді кривих насичення зразків анортозитів у полях до 1,3 Тл (рис. 4.3а) та кривих розмагнічування у оберненому полі (рис. 4.3б).



Примітка. J_r/J_{rs} – нормована ізотермічна залишкова намагніченість. Номери у дужках відповідають № точок відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і Г.1.

Рисунок 4.3. Графіки набуття J_r зразків (а) та перемагнічування J_r у оберненому магнітному полі (б).

Форма кривих насичення більшості зразків відрізняється несуттєво, набуваючи 90–100% від J_r насичення при досяганні значень напруженості поля у 200–300 мТл, які є характерними для магнетиту, при цьому максимальні градієнти набуття J_r спостерігаються у полях 30–110 мТл. Отриманий графік набуття J_r для зразка монокристалу плагіоклазу 20-227Pl має характерну для магнетиту форму, що підтверджує присутність магнетиту у плагіоклазовій матриці (див. пункт 4.2.2) у якості основного феромагнетика.

Для частини зразків спостерігається зміщення полів насичення у менший бік, як для зразків 20-446-2 та TR-7, що майже повністю насичуються у полях

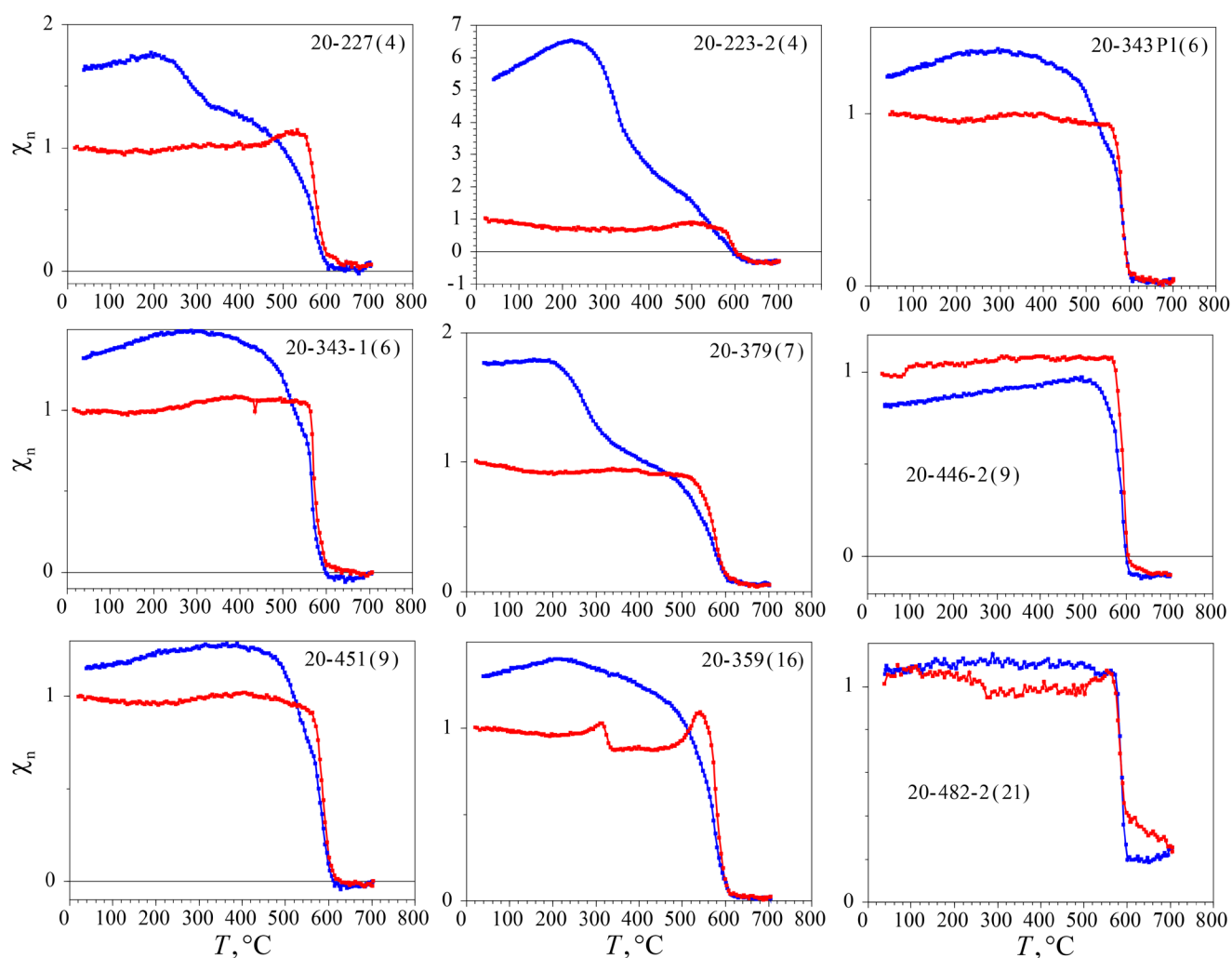
150–200 мТл. Але для значної частини зразків (20-483-2, 20-451, ВВ-8, 20-227, 20-202, 20-229-1) є помітне зміщення у бік насичення при більших полях – остаточне насичення відбувається при досягненні намагнічуючим полем значень від 400 мТл до 1000 мТл. Така поведінка кривих насичення однозначно свідчить про присутність додаткової, більш висококоерцитивної магнітної фази. Вклад цієї фази досягає до 10–20% від намагніченості насичення (J_{rs}).

Наявність двох різко відмінних за магнітними властивостями фаз у деяких зразках проявляється і на графіку розмагнічування J_r оберненим полем (див. рис. 4.3б). Причому для зразків 20-222-1 та 20-451 характерний перегин на межі насичення менш коерцитивної і більш коерцитивної складової J_r стає ще більш вираженим. Графік розмагнічування J_r демонструє величини залишкової коерцитивної сили (B_{cr}) близько 25–50 мТл для зразків 20-227P1 та 20-442-2, що може свідчити про стабільний псевдооднодоменний стан магнетиту (Dunlop & Özdemir, 1997). Для зразків 20-222-1 та 20-451 $B_{cr} \approx 90$ мТл. Додаткова фаза, що спричиняє збільшення B_{cr} (враховуючи величину магнітного поля, у якому набувається J_{rs}), може бути представлена однофазно окисненням магнетитом. Необхідно відмітити, що коерцитивні спектри (і відповідні феромагнітні мінерали) можуть помітно варіювати від зразка до зразка навіть в межах одного відслонення, як у випадку точок відбору № 4 та 9 (див. рис. 4.3).

Результати дослідження залежності магнітної сприйнятливості від температури ($\chi(T)$), яка відображає процеси трансформації/утворення феромагнітних мінералів під час нагріву та дозволяє ідентифікувати мінерали за спектрами T_C , представлені на рисунках 4.4 (для анортозитів) та 4.5 (для габбро).

Ключовою спільною рисою отриманих кривих нагрів-охолодження графіку $\chi(T)$ для зразків анортозитів із різних точок відбору (рис. 4.4) є чіткий прояв мінералу з температурою Кюрі (T_C) ~ 570 – 580 °С, що є діагностичною ознакою магнетиту. Характерним є і те, що в більшості випадків криві нагрів-охолодження є незворотними – крива охолодження йде вище кривої нагріву. Проте в іншому прослідковуються значні відмінності. Загалом, за характером поведінки криві графіку $\chi(T)$ для анортозитів можна розділити на три групи.

Перша група (зразки 20-446-2 та 20-482-2) характеризується близькою до зворотних кривими – їх форма в цілому подібна, а різниця між кривими нагріву та охолодження не перевищує 15%. На кривих нагріву спостерігається «хвіст» після 600 °C (простежується до 660 °C у зразку 20-446-2 і майже до 700 °C у зразку 20-482-2), який не проявляється на кривій охолодження. Це можна інтерпретувати як окиснення частини магнетиту до гематиту внаслідок нагріву або наявність у зразках вихідного гематиту. При цьому хід кривих не вказує на значне утворення нової магнітної фази, а у зразку 20-446-2 частина існуючої магнітної фази переходить в немагнітний стан в ході нагріву (крива охолодження проходить нижче кривої нагріву).



Примітка. Червона та синя криві – криві нагріву та охолодження відповідно. χ_n – магнітна сприйнятливості, нормалізована на початкову при 25 °C. Номери в дужках відповідають № точок відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і Г.1.

Рисунок 4.4. Графіки залежності $\chi(T)$ для зразків анортозитів.

Друга група (зразки 20-343P1, 20-343-1 та 20-451) відрізняється формою кривих охолодження. По-перше, крива охолодження йде значно вище за криву нагріву, а різниця у значеннях χ сягає 20–30%. По-друге, на кривій охолодження з'являється слабо виражений перегин, що відокремлює найбільш високотемпературну зону з високим градієнтом (600–560 °C) від нової – менш високотемпературної – зони в діапазоні 550–520 °C. Далі крива переходить у плавний «горб» (із максимумом χ), що тягнеться до 250 °C, після чого відбувається незначне зниження χ . При досягненні кімнатної температури значення χ вище порівняно з початковим, що вказує на утворення нової магнітної фази. Отриманий графік $\chi(T)$ для зразка монокристалу плагіоклазу 20-343P1 демонструє, що основною магнітною фазою у плагіоклазовій матриці є магнетит.

У другій групі нова магнітна фаза з T_{ub} в межах 550–520 °C може бути пов'язана з новоутвореннями магнетиту з невеликою домішкою Ti. До цієї групи можна віднести і зразок 20–359, але він відрізняється формою кривої нагріву, на якій спостерігається характерний пік Гопкінсона з максимумом близько 320 °C, що зазвичай інтерпретується як присутність у зразках моноклінного піротину (Kontny et al., 2000; Oberhardt et al., 2025). Також чітко проявляється магнетитовий пік Гопкінсона (при температурі 540 °C), що є характерним для однодомених зерен (Dunlop, 1974), утворених, найімовірніше, внаслідок трансформації піротину.

Третя група зразків (зразки 20-227, 20-223-2 та 20-379), порівняно з другою, характеризується іншою формою кривих охолодження і суттєвим зростанням χ (у 1,7–5 разів) після циклу нагрівання-охолодження. Крім того, друга зона з високим градієнтом змістилася у бік менших температур (320–260 °C). Також дещо змістився, збільшився і при цьому звузився «горб» (пік у районі 200–220 °C). На відміну від другої групи, новоутворена магнітна фаза на кривих охолодження тут проявляється досить чітко і має характерні блокуючі температури в діапазоні 320–260 °C. Імовірно, вона може бути представлена новоутвореним титаномagnetитом із значною домішкою Ti.

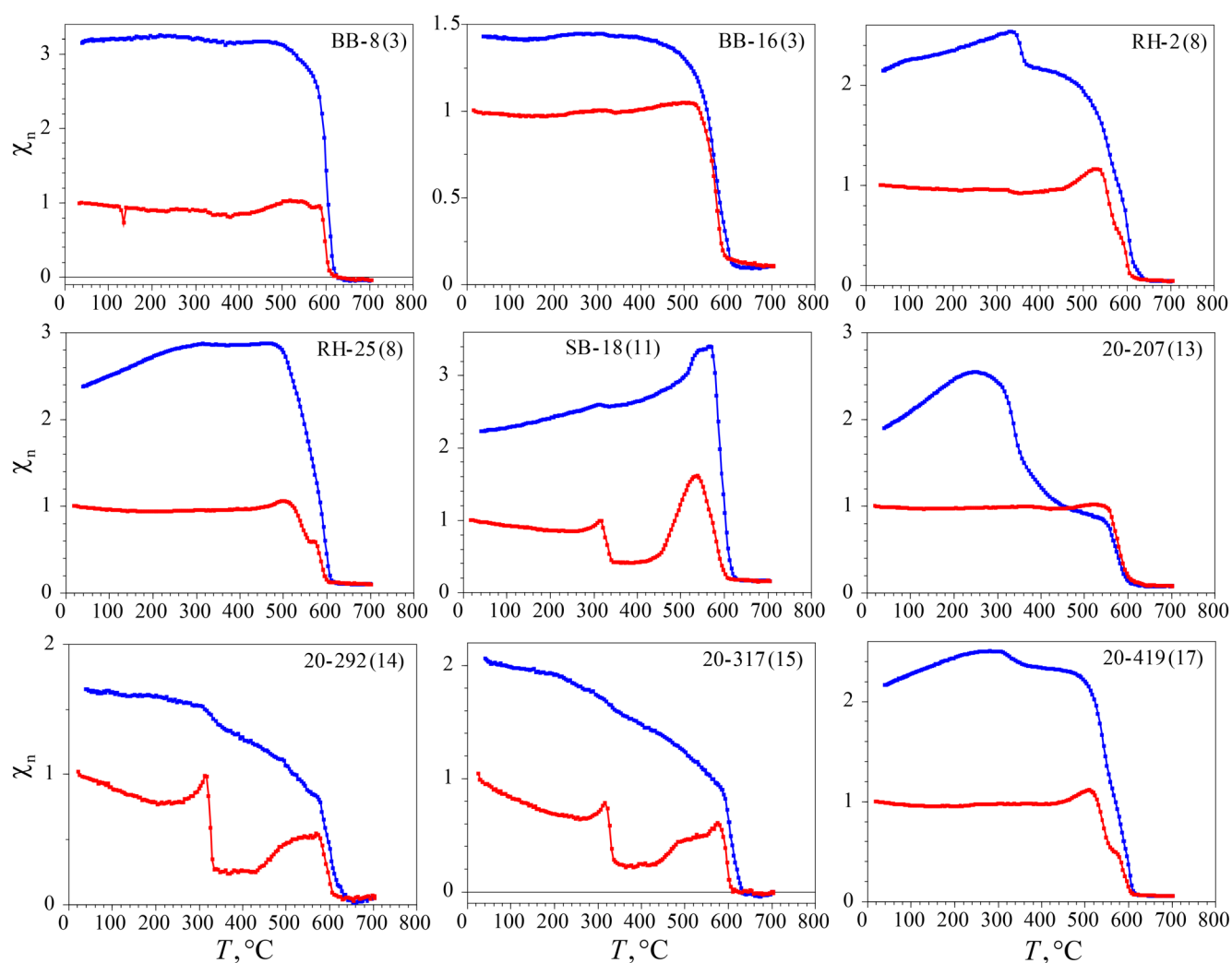
Слід відмітити, що у другій та третій групах графіків $\chi(T)$ для зразків анортозитів ділянка кривих нагрівання-охолодження є оберненою (або майже

оберненою) тільки у вузькому високотемпературному інтервалі близько 600–570 °С (див. рис. 4.4). Після чого крива нагріву йде вище за криву охолодження аж до температур 530–500 °С, а в подальшому крива охолодження починає значно перевищувати криву нагріву. Це свідчить про розпад та/або перетворення частини вихідного високотемпературного магнетиту з T_{ub} в діапазоні 560–600 °С та про додатний внесок новоутворених менш високотемпературних магнітних фаз у значення χ після охолодження.

Характер терموкривих $\chi(T)$ для зразків габро (рис. 4.5) дещо інший, ніж для анортозитів. Криві охолодження тут йдуть значно вище за криві нагріву (та з ними не пересікаються), якщо порівнювати з анортозитами. Форма кривих також помітно відрізняється (окрім зразка 20-207, який відповідає третій групі кривих $\chi(T)$ анортозитів). За формулю криві $\chi(T)$ для габро також можна розділити на три групи.

Перша група (зразки олівінового габро ВВ-8 та ВВ-16) характеризується досить пологими кривими, які мають максимальні градієнти у зоні T_{ub} стехіометричного магнетиту близько 570–600 °С. При цьому крива охолодження йде значно вище за криву нагріву, перевищуючи останню за значеннями χ у 1,5–3 рази. І початкова, і новоутворена магнітні фази тут представлені ідентичним за термомагнітними характеристиками магнетитом.

Друга група кривих (зразки RH-2, RH-25 та 20-419), також представлена олівіновими габро, має складнішу форму. При температурах до 450 °С крива нагріву полого, у діапазоні 500–530 °С спостерігається невеликий магнетитовий пік Гопкінсона. Далі проявляються дві вузькі високоградієнтні зони з T_{ub} – 520–560 °С та 580–600 °С, що явно розділяються. На кривих охолодження ці зони також частково зберігаються, але відбувається значний ріст χ із піком в районі «горба» в інтервалі 360–280 °С, а при подальшому охолодженні – поступовий спад χ . Кінцеве значення χ після охолодження перевищує початкове приблизно у 2 рази. Криві охолодження тут схожі на криві охолодження $\chi(T)$ групи 2 для анортозитів (див. рис. 4.4). Виходячи з характеру кривих, основні вихідні та новоутворені феромагнітні фракції представлені чистим магнетитом та титаномангнетитом з невеликою домішкою Ti з T_C відповідно 590 °С та 550 °С.



Примітка. Див. примітку до рис. 4.4.

Рисунок 4.5. Графіки залежності $\chi(T)$ для зразків габро.

У третій групі (зразки габро SB-18, 20-292 та 20-317) криві нагріву мають іншу форму. Тут чітко виділяється пік моноклінного піротину з T_C 320 °C, який після 450 °C трансформується на тонкодисперсний магнетит (Dekkers, 1990), що утворює характерний пік Гопкінсона в діапазоні 540–570 °C. При подальшому нагріві відбувається різкий спад χ до 600 °C, що вказує на стехіометричний магнетит. Криві охолодження демонструють різке зростання починаючи з температур 640 °C і до 580 °C і завжди знаходяться вище кривих нагріву, що вказує на утворення не тільки магнетиту, а й гематиту (імовірно, як продукту окиснення новоутвореного магнетиту). При подальшому остиганні до кімнатної температури крива охолодження поступово зростає, але у зразку SB-18 на кривій охолодження

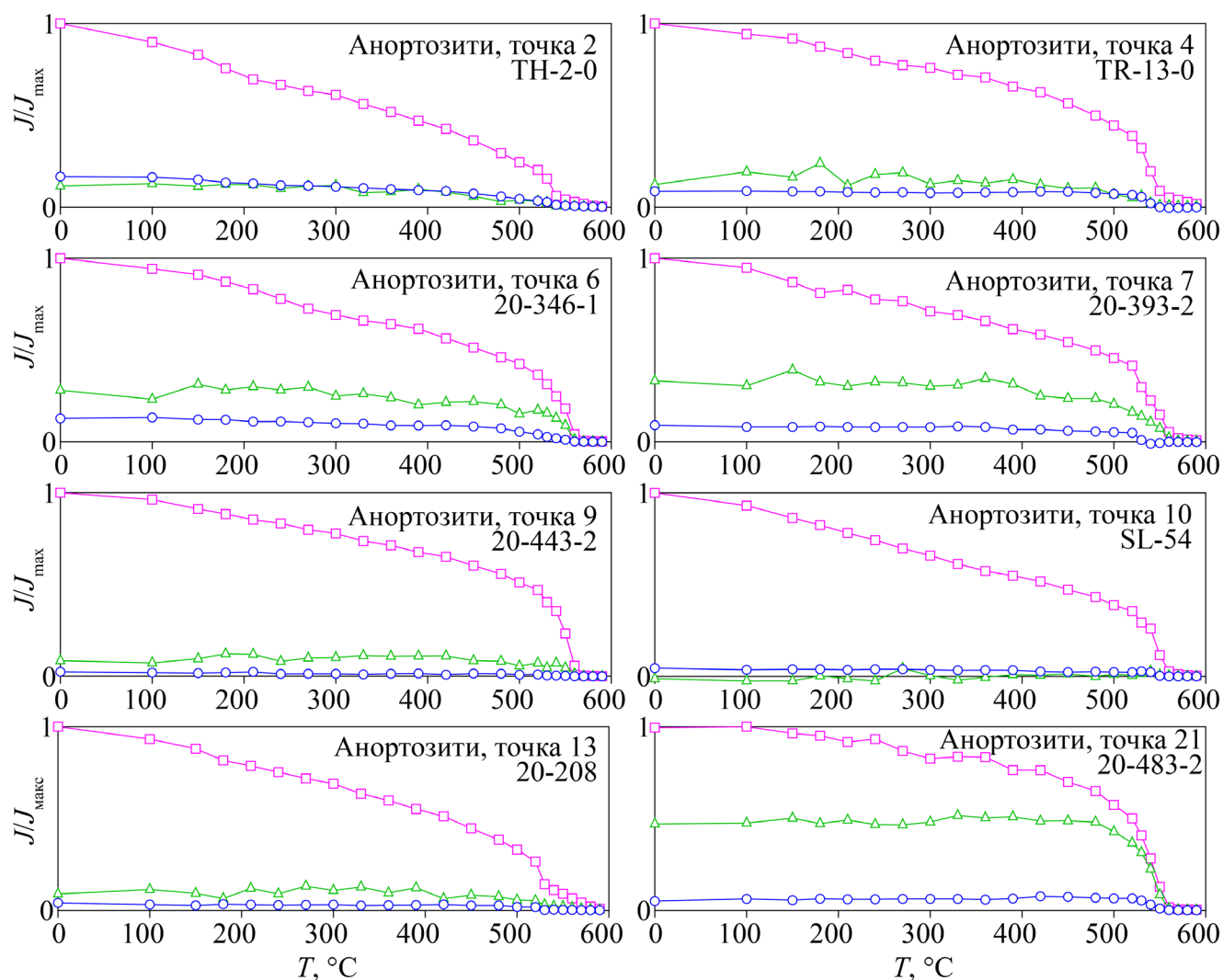
проявляється пік новоутвореного магнетиту при 570 °С. При подальшому охолодженні χ спадає і перевищує початкове приблизно у 1,5–2 рази.

Тест Лоурі (Lowrie, 1990), на відміну від попередніх експериментів (див. рис. 4.3–4.5), є комбінованим і використовує відмінність спектрів T_{ub} магнітних мінералів з різними коерцитивними властивостями. В ході цього тесту T -чистці піддаються зразки, у яких ортогонально послідовно наведено J_r у полях 2,5 Тл, 0,4 Тл та 0,12 Тл відповідно по осях z , y та x зразків. Розмагнічування послідовними нагріваними дозволяє встановити особливості розподілу T_{ub} , пов'язаної з магнітними фракціями з різними коерцитивними спектрами (різною магнітною «жорсткістю»). Результати тесту Лоурі представлені на рисунках 4.6 (для анортозитів) та 4.7 (для габро).

Із отриманих даних випливає, що як у анортозитах, так і у габро переважаючі феромагнітні мінерали представлені відносно низькокоерцитивною фракцією, що узгоджується з даними набуття J_r (див. рис. 4.3). Так, для анортозитів вклад «м'якої» компоненти у J_r сягає 50–90% (рис. 4.6), тоді як для габро вклад у J_r цієї компоненти є абсолютно домінуючим (90–100%). Стосовно «середньої» та «жорсткої» компонент, їхній вклад у J_r габро знаходиться на рівні шуму або не перевищує 5–10%.

Для анортозитів ситуація інша, вклад «жорсткої» компоненти тут також низький (до 5–10%), а от вклад «середньої» компоненти може досягати 20–45%, як у випадку зразків 20–346-1, 20-393-2 та 20-483-2. При цьому для анортозитів T_{ub} усіх трьох компонент лежать в межах 520–570 °С, що можна інтерпретувати як присутність титаномagnetиту з невеликою домішкою Ti у якості головного високотемпературного носія J_n . Слід також звернути увагу на форму кривих для різних компонент J_r анортозитів – «середня» та «жорстка» компоненти під час підвищення температури тримаються майже на одному рівні, і розмагнічуються тільки при наближенні до T_C . А «м'яка» компонента починає розмагнічуватись майже одразу, плавно спадаючи протягом усього циклу нагріву, що характерно для багатодомених зерен, які є менш стабільні в контексті впливу на них температурного та магнітного полів (Dunlop & Özdemir, 1997). Так, враховуючи

характерну T_C та дані набуття J_r і графіків $\chi(T)$ (див. рис. 4.3–4.5), можна припустити, що «середня» та значна частина «м'якої» J_r обумовлена стабільними одно- та псевдооднодоменними зернами титаномagnetиту, тоді як вклад в низькотемпературні ділянки «м'якої» компоненти пов'язаний із багатодоменним магнетитом.

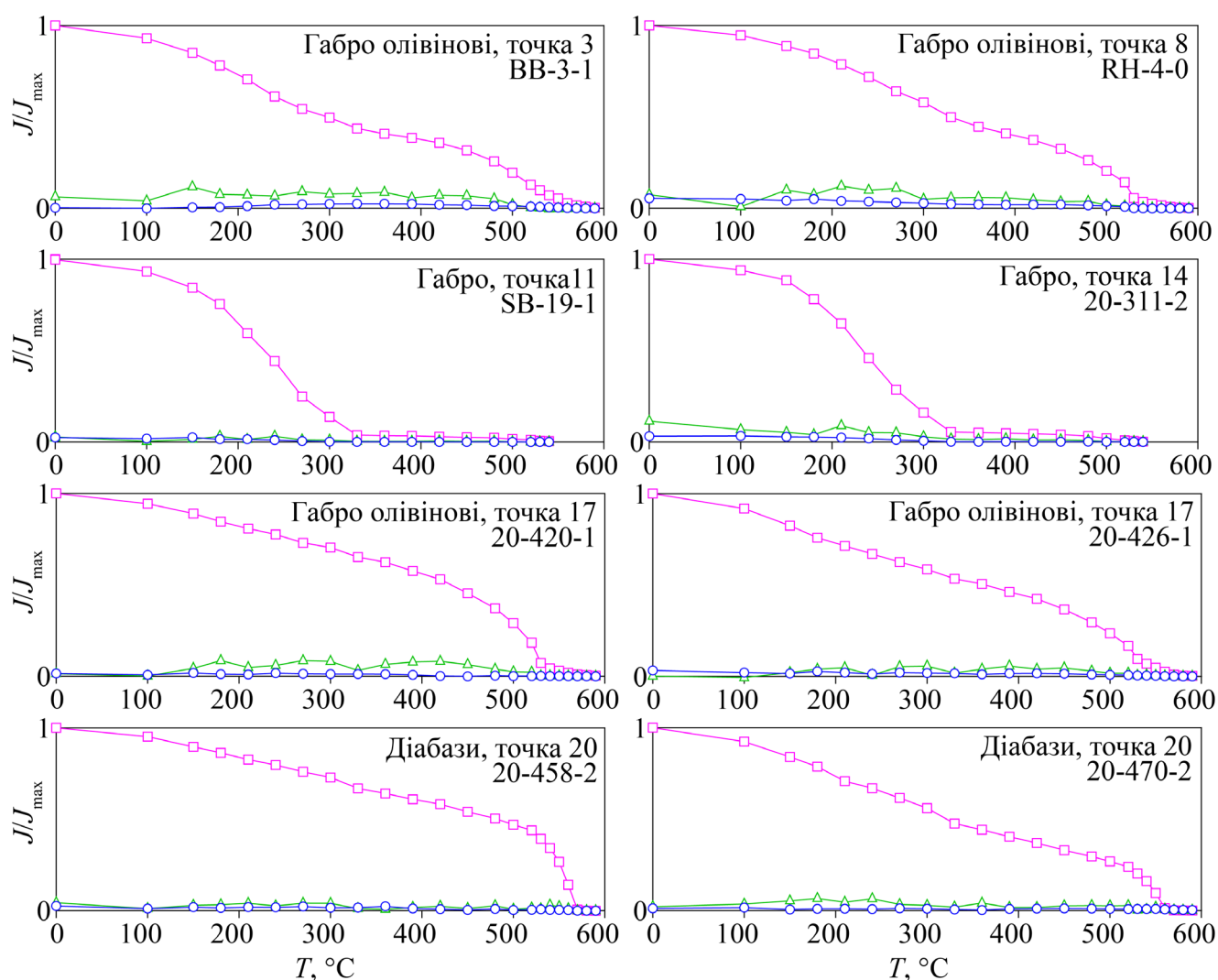


Примітка. Синіми кружечками, зеленими трикутниками та фіолетовими квадратами показано розмагнічування «жорсткої», «середньої» та «м'якої» компонент J_r , які наведені в полях 2,5 Тл, 0,4 Тл та 0,12 Тл відповідно. J_r/J_{\max} – нормована J_r . Точки відбору відповідають № точок відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і Г.1.

Рисунок 4.6. Температурне розмагнічування трьохосової J_r зразків анортозитів.

Графіки розмагнічування компонент J_r габро в рамках тесту Лоурі (рис. 4.7) розділяються на дві групи. До першої належать звичайні габро (зразки SB-19 та 20-311-2), які характеризуються «м'якою» компонентною, що повністю

деблокується при температурах нижче за 330 °С і пов'язана із моноклінним піротином, що також підтверджується результатами $\chi(T)$ (див. рис. 4.5). До другої групи належать олівінові габро (зразки ВВ-3-1, RH-4-0, 20-420-1 та 20-426-1), де домінуюча «м'яка» компонента демонструє наявність титаномagnetиту з T_{ub} в діапазоні 480–560 °С. Спектр T_{ub} тут ширший, ніж в анортозитах, що може бути обумовлено іншим гранулометричним складом магнетитової фракції. Також для зразків ВВ-3-1 та RH-4-0 спостерігається розмагнічування «м'якої» компоненти в діапазоні T_{ub} 200–300 °С, що може свідчити про вклад магнітного піротину в «м'яку» компоненту J_r .



Примітка. Див. примітку до рис. 4.6.

Рисунок 4.7. Температурне розмагнічування трьохосової J_r зразків габро та діабазів.

Також тест Лоурі було виконано для двох зразків (20-458-2 та 20-470-2) діабазів з точки відбору № 20 (див. рис. 4.5, знизу). Криві розмагнічування J_r демонструють переважання «м'якої» компоненти, J_r якої стабільно та плавно зменшується до T_{ub} 520–570 °С, де спостерігається максимальний градієнт розмагнічування, що вказує на магнетит як на основний носій J_n .

Результати, що вказують на присутність магнетиту як основного носія J_n , дозволяють застосувати аналіз діаграми Дея-Данлопа (Day et al., 1977; Dunlop, 2002), яка розроблена для оцінки доменної структури та ефективного розміру магнітних зерен магнетиту за характеристичними співвідношеннями – залишкової намагніченості насичення до намагніченості насичення (J_{rs}/J_s) відносно залишкової коерцитивної сили до коерцитивної сили (B_{cr}/B_c). Відомо, що найбільш стабільними носіями J_n слугують однодоменні (ОД) та псевдооднодоменні (ПОД) зерна, тоді як багатодоменні (БД) зерна найчастіше є носіями в'язкої (вторинної) намагніченості (Butler, 1992). Крім того, особливе значення має знання про доменний стан магнетиту (як мінералу-носія характеристичної компоненти намагніченості) для визначення палеонапруженості (Tauche, 2010; Paterson et al., 2014) за результатами виконанням процедури Тельє-Кое (див. підрозділ 5.2).

Однак інтерпретація розташування точок на діаграмі Дея-Данлопа не є однозначною через вплив процесів окиснення магнетиту та присутності гематиту або піротину, які можуть суттєво спотворювати співвідношення гістерезису (J_{rs}/J_s та B_{cr}/B_c). Тому встановлювалися ці співвідношення переважно для анортозитів, для яких магнетит є домінуючим феромагнетиком, а присутність вторинних змін та небажаних включень, враховуючи результати пілотних досліджень, очікується мінімальною.

Результати визначення гістерезисних параметрів (після корекції за парамагнітну складову) зразків порід представлено у таблиці 4.1 та на рисунку 4.8. За результатами аналізу розподілу експериментальних даних на діаграмі Дея-Данлопа встановлено, що фігуративні точки більшості досліджених зразків розташовуються в межах поля ПОД стану магнітних зерен. Основна група зразків анортозитів (зразки 20-451, 20-223-2, 20-227, 20-223-1 та 20-379), концентрується

безпосередньо в зоні змішування ОД та БД зерен (рис. 4.8, зелена зона). Розподіл цих точок формує виражений тренд, що збігається з напрямком відповідної кривої змішування.

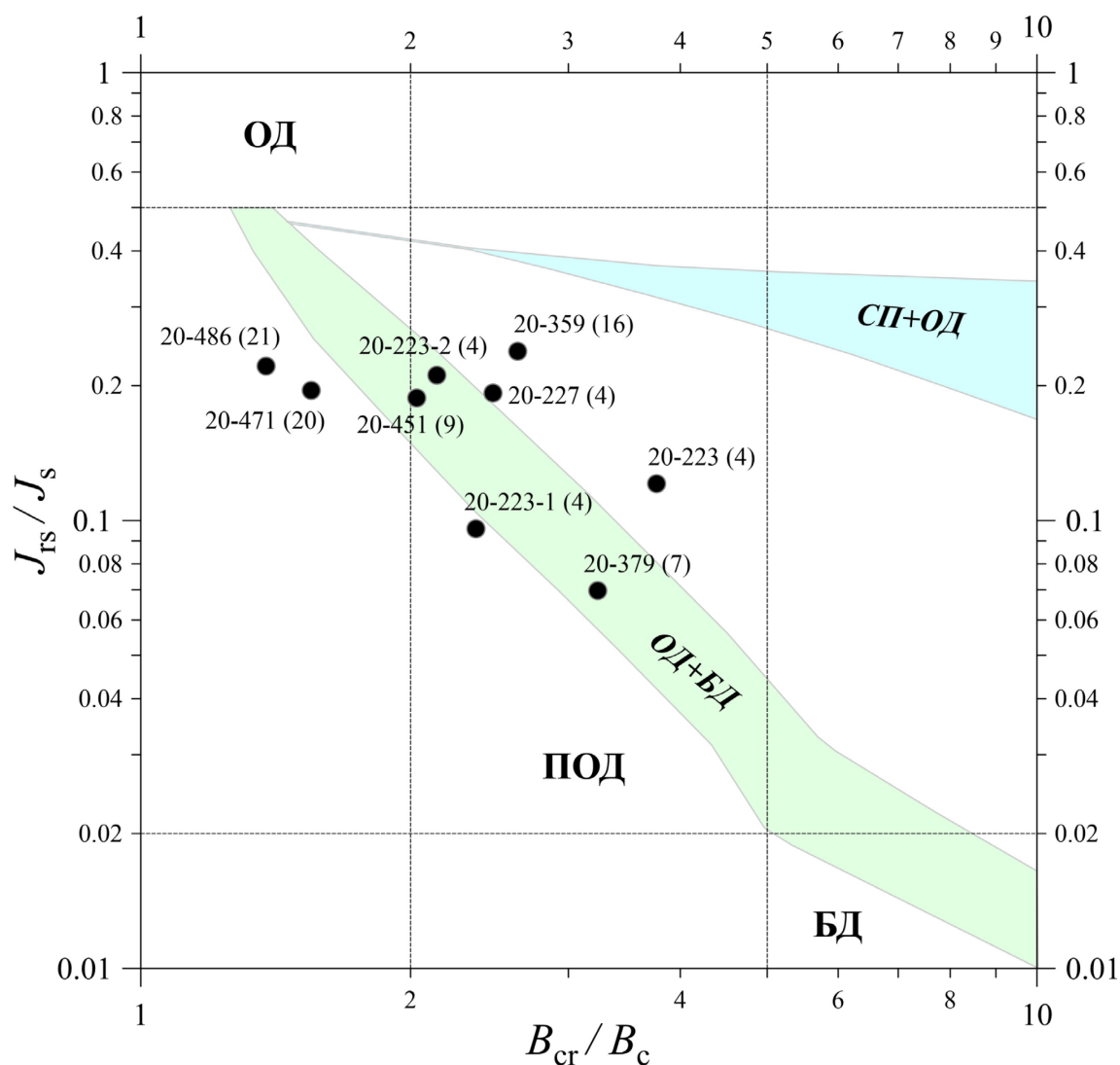
Таблиця 4.1. Параметри магнітного гістерезису та їх співвідношення для досліджених зразків

№ п.п.	№ точки відбору	Зразок	Порода	B_{cr} , мТ	B_c , мТ	J_{rs} , 10^{-6} Ам ² /кг	J_s , 10^{-6} Ам ² /кг	J_{rs}/J_s	B_{cr}/B_c
1	4	20-223	Анортозит	52,3	13,9	2,52	20,87	0,121	3,763
2	4	20-223-1	Анортозит	18,2	7,7	4,20	43,77	0,096	2,366
3	4	20-223-2	Анортозит	56,9	23,0	3,30	17,14	0,193	2,472
4	4	20-227	Анортозит	41,3	19,3	5,47	25,87	0,211	2,138
5	7	20-379	Анортозит	21,0	6,5	1,03	14,72	0,070	3,234
6	9	20-451	Анортозит	37,0	18,2	3,68	19,60	0,188	2,032
7	16	20-359	Анортозит	82,9	31,5	10,96	45,87	0,239	2,633
8	20	20-471	Діабаз	21,2	13,7	17,52	89,66	0,195	1,549
9	21	20-486	Анортозит	24,3	17,6	0,09	0,39	0,221	1,380

Зразки анортозитів 20-359 та 20-223 дещо зміщені вгору та вправо від зони суміші ОД та БД зерен. А зразки анортозиту 20-471 та діабазу 20-486 помітно зміщені вліво від зони суміші ОД та БД зерен, характеризуючись найнижчими значеннями співвідношення B_{cr}/B_c .

За результатами магнітно-мінералогічних досліджень можна зробити висновок, що основним носієм J_n у досліджених анортозитах та габро є майже стехіометричний магнетит або титаномagnetит з низьким вмістом Ті, про що свідчать діапазони T_{ub} 540–600 °С та набуття J_{rs} у полях 200–300 мТл. У габро спектр T_{ub} є ширшим (480–570 °С), що вказує на більшу варіативність гранулометричного складу магнетитової фракції порівняно з анортозитами. У зразках звичайних габро (точки відбору № 11, 14, 15) за даними аналізу кривих $\chi(T)$ та тесту Лоурі ідентифіковано моноклінний піротин ($T_c \approx 320$ °С), який тут виступає основним носієм J_n , що в процесі нагріву трансформується в магнетит. В олівінових габро та анортозитах моноклінний піротин значним чином не

проявляється. Подекуди в анортозитах спостерігається присутність висококоерцитивної мінеральної фази (однофазно окиснений магнетит(?)), яка забезпечує приріст J_r у полях до 1000 мТл, B_{cr} до 90 мТл та збільшення T_C до 600–620 °С (див. рис. Г.5). Дослідження гістерезисних характеристик показали, що анортозити, потрапляючи до зони ПОД зерен, у якості феромагнітних носіїв значною мірою містять стабільні власне ПОД зерна, або, скоріше, суміш ОД/ПОД та БД зерен, що у природі трапляється частіше (Roberts et al., 2018).



Примітка. ОД, ПОД, БД – відповідно зони зерен у однодоменному, псевдооднодоменному та багатодоменному станах. Зони сумішей ОД та БД зерен показано зеленим (ОД+БД), зони сумішей суперпарамагнітних та ОД зерен показано блакитним (СП+ОД). Номера в дужках відповідають № точок відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і Г.1.

Рисунок 4.8. Діаграма Дея-Данлопа та зони сумішей часток різного розміру за (Dunlop, 2002).

4.2.2. Результати мікроскопічних досліджень

З метою встановлення особливостей феромагнітної мінералізації досліджуваних порід, уточнення послідовності утворення, складу, ступеня збереженості та розміру феромагнітних мінералів, а також мінералів, що можуть впливати на намагніченість порід, проведено комплекс оптико- та електронно-мікроскопічних досліджень. Дослідження виконувались для інформативних з палеомагнітної точки зору різновидів порід (див. розділ 5), а саме анортозитів (оптична та електронна мікроскопія) та олівінових габро (електронна мікроскопія).

Досліджувані анортозити характеризуються масивною текстурою, структура повнокристалічна, гіганто- та крупнозерниста до нерівномірнозернистої, від панідіоморфнозернистої до гіпідіоморфнозернистої. Середній мінеральний склад анортозитів представлений плагіоклазом (90–96%), темноколірними мінералами – піроксенами та олівіном (до 2–10%), а також непрозорими мінералами – ільменітом, титаномagnetитом, магнетитом, сульфідами заліза, рутилом (до 3%), а також іншими акцесорними мінералами – ідингситом, боулінгітом, біотитом, флогопітом, епідотом, хлоритом, кварцом, КПШ, баделеїтом (>1%). В межах деяких точок відбору спостерігаються переходи до габро-анортозитових різновидів з меншим вмістом плагіоклазу (~85%) і більшим вмістом темноколірних мінералів. Нижче наведено мікроскопічний опис досліджуваних анортозитів.

Плагіоклаз в одному ніколі безбарвний, шагрень відсутня. Форма зерен плагіоклазів таблитчаста – від ідіоморфної до гіпідіоморфної. На окремих ділянках крайові частини зерен є неідіоморфними по відношенню до олівіну та інших кристалів плагіоклазу. Спайність досконала. Спостерігається характерне полісинтетичне двійникування паралельно площині (010), іноді по цій площині спостерігаються прості двійники.

В зернах плагіоклазу присутні закономірні системи голкоподібних, рейкоподібних непрозорих включень (рис. 4.9а–в), одна з яких орієнтована довгою віссю включень вздовж площини полісинтетичного двійникування (010), друга – в напрямку (001), можлива наявність третьої системи включень, паралельної шву спайності (110). У розрізі, перпендикулярному до [100], спостерігається система

непрозорих голчастих включень, орієнтованих під кутом $\sim 10^\circ$ до площини (010). Загалом ці системи краще проявляються ближче до центральних зон плагіоклазів. Довжина цих включень зазвичай не перевищує 20–30 мкм, а товщина – до 1–2 мкм.

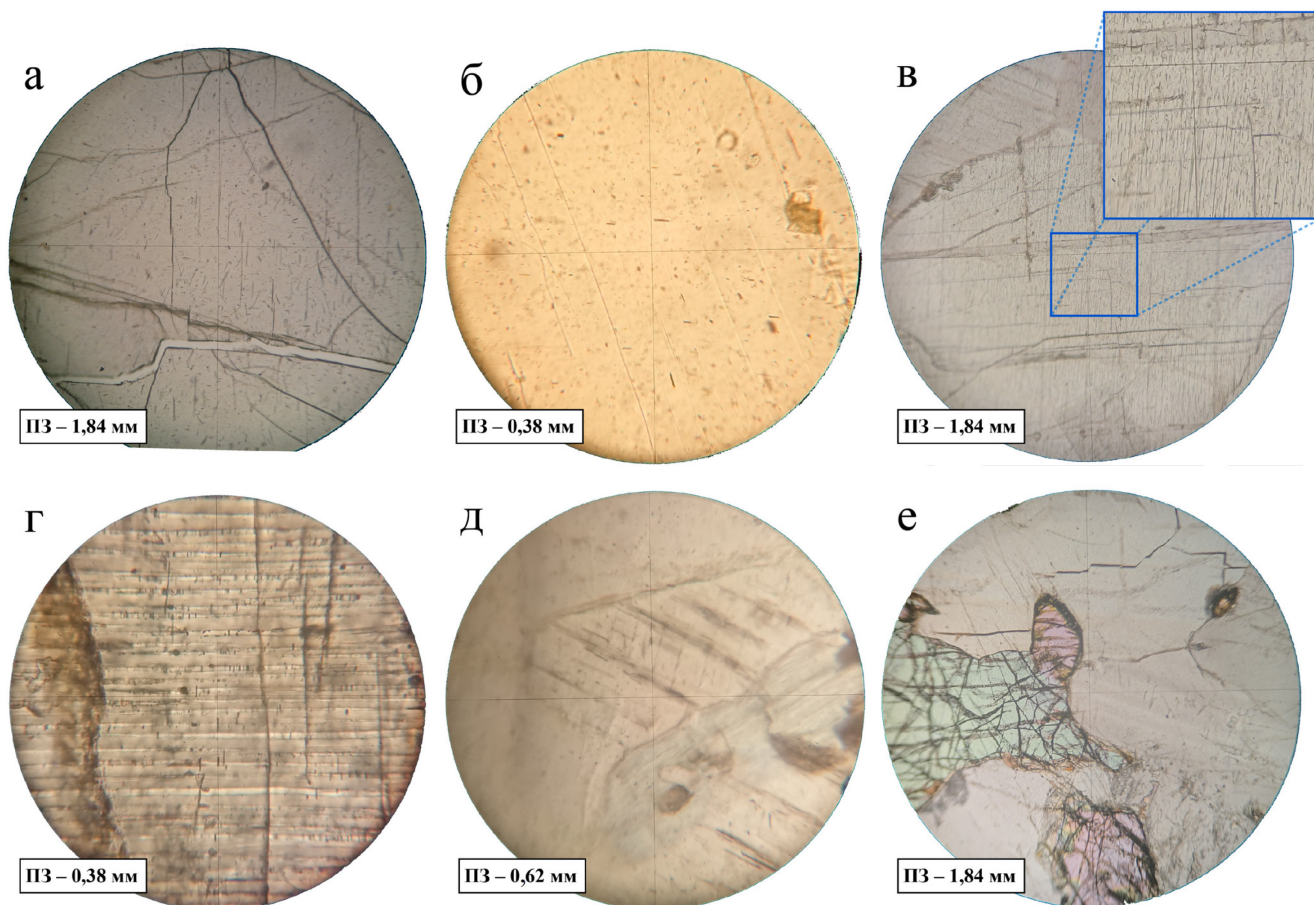
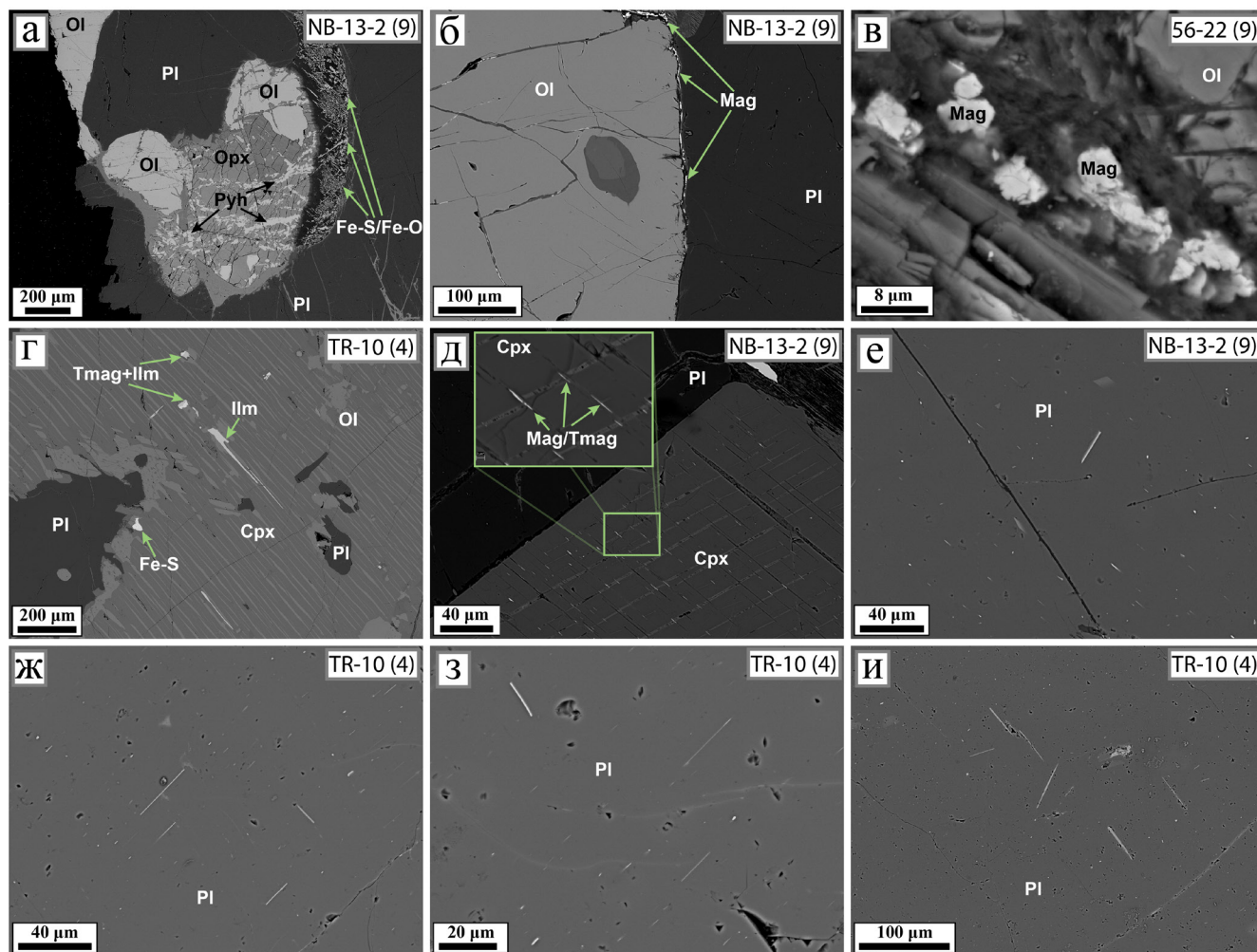


Рисунок 4.9. Виділення непрозорих мінералів у плагіоклазах (а–в), піроксенах (г, д) та олівіні (е) у досліджуваних анортозитах. Прохідне світло, аналізатор вимкнено; діаметр поля зору (ПЗ) вказано знизу зліва у мм.

Деякі «непрозорі» голчасті виділення при увімкненому аналізаторі проявляють інтерференційне забарвлення червонуватого кольору у найтонших частинах зерна, що може свідчити про наявність кристалів рутилу серед орієнтованих систем. Результати мікрозондового аналізу свідчать про те, що ці голчасті включення (рис. 4.10е–и; див. рис В.1) представлені Fe-Ti оксидними мінералами – ільменітом та (титано)магнетитом, що також підтверджується результатами набуття J_r та залежністю $\chi(T)$ для монокристалів плагіоклазу (див.

рис. 4.3 та 4.4). Аналогічні системи закономірно орієнтованих включень спостерігаються і у плагіоклазах і габро (рис. 4.11з, и; див. рис. В.2), хоча і розвинуті вони тут значно менш інтенсивно.



Примітка. Pl – плагіоклаз, Ol – олівін, Cpx – клінопіроксен, Opx – ортопіроксен, Mag (Tmag) магнетит (титаномангнетит), Ilm – ільменіт, Rt – рутил, Lcx – лейкоксен, Fe-O – оксиди заліза, Pyh – піротин, Fe-S – сульфід заліза. Номери в дужках біля назви зразка (зверху справа) відповідають № точок відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і Г.1. Дані мікрозондування див. в додатку В.

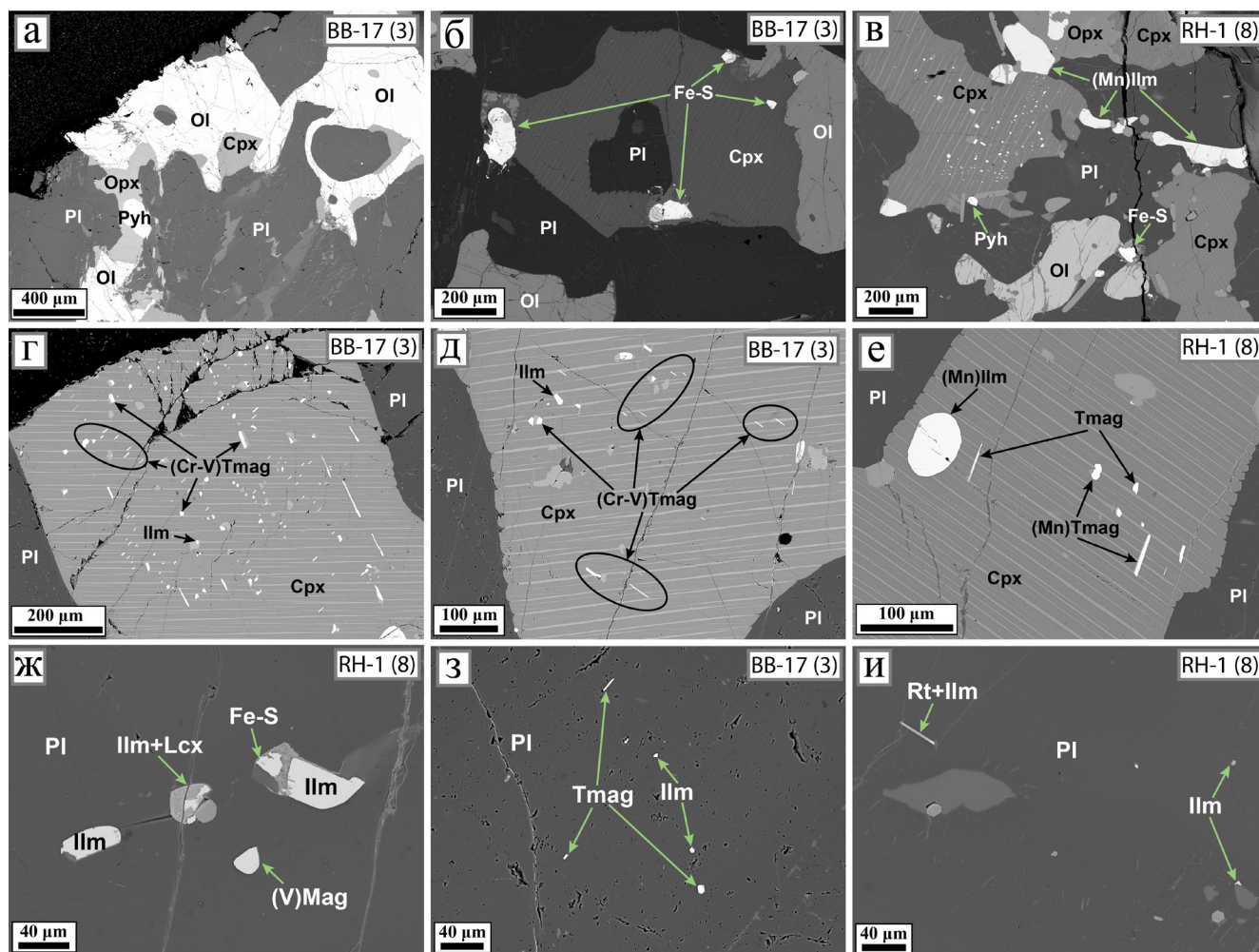
Рисунок 4.10. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах продуктів зміни олівінів (а–в), непрозорих систем включень у клінопіроксенах (г, д) та плагіоклазах (е–и) досліджуваних анортозитів.

Тріщини спайності плагіоклазів місцями виповнені плівками хлориту та Fe-Mg слюдою. Часто в зернах плагіоклазу наявні чисельні мікроскопічні включення олівіну, кліно- і ортопіроксенів, апатиту, біотиту та непрозорі включення (0,1–0,5 мм), при цьому більшість їх закономірно знаходиться у крайових частинах зерен.

Піроксени в одному ніколі безбарвні, шагрень різка, але слабша, ніж у олівіну. Форма зерен ксеноморфна. Середній розмір клінопіроксенів лежить в межах 1,5–4,0 мм, а ортопіроксенів дещо менший – 0,5–1,0 мм. У клінопіроксенах наявна малаколітова окремість, яка пов’язана з мікроламельярною будовою кристалів (рис. 4.11б–е; див. рис. 4.10г, д). В ортопіроксенах структури розпаду менш досконалі, в них спостерігаються ламелі клінопіроксенів, що мають мінливу товщину, місцями перериваються та мають різну відстань одна від одної. Обидва піроксени мають системи закономірно орієнтованих непрозорих включень рейкоподібної до пластинчастої форми (див. рис. 4.9г, д). Система, включення якої орієнтовані довгою віссю паралельно шву спайності (див. рис. 4.9д), характерна для обох мінералів. У клінопіроксенах спостерігається також і друга система, яка приурочена до ламелей розпаду та орієнтується перпендикулярно до їх простягання (див. рис. 4.9г). Середня довжина цих включень становить 30–40 мкм, а максимальні довжини помітно більші, ніж в анортозитах, і досягають 300 мкм. У піроксенах габро ці орієнтовані системи розвинуті більш інтенсивно (рис. 4.11в–е). За даними мікрозондового аналізу, у клінопіроксенах ці системи представлені магнетитом із домішкою Ti та ільменітом (див. рис. 4.10г, д та В.3), при цьому спостерігаються зерна, збагачені на Cr та V або Mn (рис. 4.11г–е; див. рис. В.3, В.4). Крім цього, у якості включень у піроксенах спостерігаються зростки ільменіту з титаномagnetитом та сульфіди заліза (див. рис. 4.10г; рис. 4.11б, в).

Олівін в одному ніколі безбарвний, шагрень різка. Форма зерен ксеноморфна, на окремих ділянках олівін проявляє ідіоморфізм відносно крайових зон плагіоклазу. Розміри кристалів знаходяться в межах 0,5–3,0 мм. Присутні мікроскопічні непрозорі включення, розташовані незакономірно. В деяких розрізах окремість проявлена досить добре. Досить часто в межах периферійних ділянок зерен та по тріщинах окремісті спостерігаються продукти заміщення – ідингсит-боулінгіт, до яких приурочена значна кількість непрозорих мінералів. В межах цих зон іноді спостерігається біотит, епідот і хлорит. За даними електронної мікроскопії, непрозорі мінерали анортозитів та габро по контурах зерен олівіну та в межах тріщин окремісті найчастіше представлені постеріорним стехіометричним

магнетитом, серед тріщин часто зустрічаються сульфіди заліза (див. рис. 4.10а–в, В.5 та В.6). Місцями на контакті з плагіоклазом крайові ділянки олівінів облямовані ортопіроксеном, який далі може розвиватись в межах плагіоклазу у вигляді келіфітових утворень. В межах ортопіроксенових облямівок нерідко зустрічаються сульфіди заліза (див. рис. 4.10а та В.5; рис. 4.11а). Поблизу і в межах цих утворень іноді спостерігається флогопіт.



Примітка. Див. примітку до рис. 4.9.

Рисунок 4.11. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах включень сульфідів заліза (а–в), непрозорих включень у клінопіроксенах (г–е) та плагіоклазах (ж–и) досліджуваних габро.

Ільменіт в анортозитах та габро представлений двома генераціями, які розрізняються за морфологією, розміром та мікроструктурними співвідношеннями з породотвірними мінералами. Ільменіт першої генерації (ільменіт-II) за

морфологічними ознаками представлений двома різновидами: гіпідіоморфними кристалами з розмірами 0,5–1,0 мм та ксеноморфними з розмірами в межах 1–2 мм. Спостережені розміри ільменітів у габро зазвичай не перевищують 0,5 мм. У відбитому світлі із введеним аналізатором агрегатні скупчення ільменіту не спостерігаються. Кристали ільменіту-II в межах шліфів розповсюджені неоднорідно. Співвідношення ільменіту-II з породотвірними мінералами не виявляють певної закономірності. Зерна ільменіту-II заповнюють інтерстиції між плагіоклазами та піроксенами (див. рис. 4.11в) або представлені у вигляді включень – здебільшого у піроксенах (див. рис. 4.10г та 4.11д, е), а також у крайових частинах плагіоклазів (див. рис. 4.11ж). У відбитому світлі із введеним аналізатором кристали ільменіту-II проявляють однорідну будову, ознаки ексклюцій не спостерігаються. В одиничних зернах наявні полісинтетичні двійники у двох, імовірно у трьох напрямках.

Дані електронної мікроскопії і мікрозондового аналізу свідчать про наявність включень та зростків ільменіту-II з магнетитом-II (див. рис. 4.10г та В.7). Відповідно до даних мікрозондового аналізу, ільменіт-II може бути представлений двома типами – звичайним та Mn-вмісним ільменітом (див. рис. 4.11в, е, ж). Обидва типи є гомогенним, а їх хімічний склад відносно сталий. Наведені вище дані щодо морфології та мікроструктурних співвідношень ільменіту-I з іншими мінералами дозволяють зробити висновок про його первинно-магматичне походження – його кристалізація відбувалась на пізній стадії застигання вихідного розплаву.

Ільменіт та магнетит другої генерації (ільменіт-II та магнетит-II) у шліфах в прохідному світлі проявлені у вигляді систем видовжених, орієнтованих у певному напрямку голкоподібних (рейкоподібних) ексклюційних включень у плагіоклазах і піроксенах (див. рис. 4.9). У певних перерізах ці включення іноді мають вигляд орієнтованих пластинок. Для основної частини цих кристалів характерні розміри від 0,01 мм до 0,15 мм і менше (див. рис. 4.10д–и та 4.11г–е, з, и), але в окремих зернах піроксенів орієнтовані включення ільменіту-I мають довжину до 0,5 мм. Характерною ознакою є те, що здебільшого включення цих кристалів у піроксенах мають менше значення співвідношення довжини до ширини, ніж у плагіоклазах,

тобто кристали ільменіту-II та магнетиту-II у піроксенах морфологічно більше подібні до пластинок, а у плагіоклазах – до голок.

Розповсюдження включень ільменіту-II та магнетиту-II та його просторове співвідношення з іншими мінералами має закономірний характер. Зазначені фази представлені в плагіоклазах, орто- і клінопіроксенах у вигляді систем кристалографічно орієнтованих екзолюційних включень, утворених внаслідок розпаду твердого розчину після завершення кристалізації породи (Nikolaisen et al., 2022). В зернах плагіоклазу спостерігаються декілька таких систем. Частіше зустрічаються дві системи, але можливою є наявність третьої і навіть четвертої систем. Здебільшого дві системи голок і рейкоподібні мінерали тут орієнтовані видовженою віссю вздовж швів спайності по (110) та (001) під кутом $\sim 85^\circ$ одна до одної, а ще дві системи, які проявлені менш виразно, орієнтовані довгими осями під кутом $20\text{--}25^\circ$ до площин спайності та мають кут близько 40° між собою. Імовірно, що перші дві системи орієнтовані в площині (010), а дві останні – під кутом до неї. У деяких піроксенах спостерігаються системи голчастих або пластинчастих включень ільменіту-II та магнетиту-II, які приурочені до ламелей розпаду і орієнтуються перпендикулярно до їх простягання, тобто вздовж [001]. При цьому включення можуть як знаходитись в межах цих ламелей, так і перетинати їх. Іноді в піроксенах присутня і друга система, яка орієнтована під кутом близько 90° до першої.

Магнетит у досліджених породах представлений трьома генераціями. Магнетит першої генерації (магнетит-I), як і ільменіт-I, розповсюджений у інтерстиціях порід або як включення у силікатні мінерали (див. рис. 4.10г та 4.11е, ж). Магнетит-I представлений титаномангнетитом із невеликою домішкою Ti, часто він формує зростки разом з ільменітом-I (див. рис. В.7). В деяких зернах магнетиту-I спостерігається підвищений вміст Cr та V. Магнетит-I ксеноморфний, спостережені розміри зерен зазвичай не перевищують 60 мкм. Магнетит другої генерації (магнетит-II) поряд із ільменітом-II приурочений до структур розпаду твердого розчину, які описані вище. За складом магнетит-II представлений титаномангнетитом з невеликою домішкою Ti; на найбільших зернах за даними

мікрозондових досліджень встановлено, що магнетит-II може мати домішки Cr та V, а також Mn (див. рис. 4.10д–и, 4.11г–е, з, и та В.3, В.4). Необхідно зазначити, що мікрозондовий аналіз дрібнодисперсних голчастих Fe-Ti оксидних виділень характеризується значним впливом вміщувальної матриці (див. додаток В), що пов'язано із субмікронною товщиною включень. Враховуючи, що петромагнітні дані однозначно вказують на магнетит як основний носій J_n , коливання співвідношень TiO_2/FeO у спектрах магнетиту-II (див. додаток В) вказує на гетерофазну природу цих включень. Подекуди в межах окремих голок спостерігаються зростки ільменіту та рутилу (див. рис. 4.11и). Третя генерація представлена постеріорним магнетитом (магнетит-III), приуроченим до продуктів зміни олівінів. Він особливо інтенсивно розповсюджений по периферійних ділянках олівінів, а по тріщинах окремої часто асоціює з сульфідами заліза (див. рис. 4.9е, 4.10а–в, В.5 та В.6).

Так, за результатами петролого-мінералогічних та петромагнітних досліджень, в досліджуваних анортозитах та габро було виявлено ряд Fe-Ti оксидних мінералів:

1) майже стехіометричний та Mn-вмісний ільменіт-I, а також титаномagnetит-I (з домішками Cr та V) першої генерації, що розповсюджений в інтерстиціях породи та як включення у крайових частинах силікатних мінералів;

2) ільменіт-II, титаномagnetит-II (іноді з домішками Cr, V та Mn) та рутил-II другої генерації, які представлені мікроскопічними голкоподібними та рейкоподібними кристалографічно орієнтованими (переважно в площинах спайності) ексклюційними утвореннями у плагіоклазах та піроксенах;

3) постеріорний стехіометричний магнетит-III, який приурочений до продуктів зміни олівінів.

Серед непрозорих мінералів були виявлені також сульфіди заліза, в тому числі піротин.

Із перерахованих мінералів носіями J_n можуть виступати магнетити першої та другої генерацій, вторинний магнетит-III та моноклінний піротин, а також продукти їх розпаду або окиснення. Петромагнітні дані свідчать про те, що

основним та найбільш стабільним носієм намагніченості як анортозитів, так і олівінових габро є феромагнетик із вузьким спектром T_{ub} в діапазонах 500–540–600 °С, який набуває J_{rs} у полях 300 мТл. Крім цього, параметри гістерезису вказують на те, що магнітні властивості здебільшого обумовлені ОД-ПОД зернами, що характерно для видовжених мікроскопічних зерен із відношенням ширини до довжини $< 0,1$ (Fabian et al., 1996; Dunlop & Özdemir, 1997), або сумішшю ОД-БД зерен. Все це майже однозначно вказує на мікроскопічні голкоподібні та рейкоподібні зерна магнетиту-II, приурочені до структур твердого розпаду у плагіоклазах та піроксенах, як на основний носій характеристичної компоненти J_n .

Було неодноразово показано, що такі мікроскопічні ексклюзійні утворення у складі силікатної матриці є надійним джерелом палеомагнітної інформації (Murthy et al., 1971; Михайлова и др., 1994; Renne et al., 2002; Usui et al., 2015; Nikolaisen et al., 2022). Хоча ці субсолідусні утворення є, з точки зору формування породи, вторинними, проте у палеомагнітному відношенні вони розглядаються як первинні, оскільки формуються при $T \geq 600$ °С у плагіоклазах (Bian et al., 2021) та при 865 ± 25 °С – у піроксенах (Feinberg et al., 2004; 2005), що вище за T_C магнетиту.

Відносно крупні зерна магнетиту-I, що міститься у інтерстиціях та як включення у крайових зонах силікатів, постеріорний магнетит-III, приурочений до продуктів зміни олівіну, а також моноклінний піротин можуть відповідати за менш стабільні вторинні – в'язку та проміжну – компоненти J_n , що мають низькі температури та широкий спектр T_{ub} . Для габро точок відбору № 11, 14 та 15, виходячи із петромагнітних даних, основним носієм J_n є моноклінний піротин, який має в'язку J_n .

4.3. Анізотропія магнітної сприйнятливості

Магнітна текстура плутонічних порід, що не зазнали постінтрузивних деформацій, формується під дією гравітаційних, гідродинамічних та тектонічних сил під час впровадження магми, її диференціації та кристалізації. Вплив цих чинників на орієнтацію кристалів залежить від їхньої морфології та розміру, що зумовлює виникнення анізотропії магнітних властивостей. Крім того,

характеристики магнітної фракції обумовлені не лише складом вихідної магми, а й пізнішими окислювально-відновлювальними процесами, що призводять до зміни фаз або утворення нових мінералів.

Основними видами анізотропії є анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС), безгістерезисної та залишкової намагніченості насичення. Ступінь анізотропії (P_j) варіює від незначного ($P_j < 1,01-1,02$ у майже ізотропних породах) до високих значень ($P_j > 1,1-1,2$), характерних для метаморфічних або сильно деформованих порід (Tarling & Hrouda, 1993). АМС порід в цілому, окрім кристалографічної анізотропії зерен, обумовлюється також анізотропією форми зерен та анізотропією, яка пов'язана з наслідками пружних напружень. Відносно висока магнітна сприйнятливість магматичних порід дозволяє сучасним приладам вимірювати параметри еліпсоїда АМС з відносною точністю до 0,01%. Це дозволяє застосовувати методи дослідження АМС для швидкого визначення навіть слабко вираженої орієнтації мінералів, яку неможливо (або дуже трудомістко) зафіксувати іншими методами.

Напрямки осей еліпсоїда АМС (див. підрозділ. 3.3) відображають елементи орієнтації магнітної текстури: довга вісь (K_1) відповідає магнітній лінійності («lineation»), а коротка вісь (K_3) є нормаллю до магнітної площинності («foliation»). Сама магнітна площинність є площиною, що проходить через осі K_1 та K_2 . Магнітна лінійність ($L = K_1/K_2$), а магнітна площинність ($F = K_2/K_3$). Форма еліпсоїда АМС визначається параметром форми (T_j): $-1 < T_j < 0$ для витягнутого (сигароподібного) еліпсоїда, $0 < T_j < 1$ – для сплющеного (дископодібного), $T_j = 0$ – для нейтрального.

Плутонічні породи крупних масивів, що не зазнали значних тектонічних деформацій, зазвичай зберігають первинну магнітну текстуру, утворену на етапах впровадження та кристалізації магми. Характерними рисами такої текстури є відносно низький ступінь анізотропії, що свідчить про невиражену орієнтацію зерен під час застигання. Форма еліпсоїда при цьому варіює від сплющеної (площинної) до витягнутої (лінійної) залежно від локальних умов становлення інтрузиву, особливостей впровадження магми та конвекційних потоків (Nagaraju et

al., 2008; Gonçalves et al., 2025). Таким чином, АМС певною мірою може виступати елементом структурного аналізу, оскільки дозволяє виявляти внутрішню будову в масивах габроїдів і гранітоїдів, які візуально виглядають ізотропними. У текстурі недеформованих плутонів фіксуються процеси їхнього впровадження, диференціації та кристалізації, тоді як у деформованих масивах магнітна текстура відображає останню значну тектонічну подію (Borradaile & Henry, 1997).

Зв'язку між АМС та деформаціями гірських порід було присвячено багато публікацій (див., наприклад, (Borradaile, 1988; Tarling & Hrouda, 1993) і посилання у них), проте далеко не всі об'єкти придатні для реконструкції полів пружних напружень. Якщо АМС деформаційного походження накладається на вже існуючу петрографічну текстуру, остання стає суттєвою перешкодою для досліджень. Тому перед використанням АМС у тектонічних цілях необхідно з'ясувати ступінь придатності текстурованих порід для виділення саме деформаційного сигналу. Слід враховувати такі фактори, як неоднорідність розподілу магнітних мінералів, структури недеформаційного генезису та розбіжності у фізичних властивостях окремих фаз, оскільки вони не стосуються тектоніки, але критично впливають на підсумкові параметри.

АМС порід залежить не лише від властивостей окремих зерен, а й від характеру їхнього розподілу в об'ємі, тобто від структурно-текстурних особливостей породи. У багатьох випадках феромагнітні мінерали можуть орієнтуватися по площинах (площинно-паралельна текстура), або у виділеному напрямку (лінійно-паралельна текстура). Під час деформації зерна змінюють свою форму та орієнтацію, в результаті чого виникає нова проникаюча текстура. Вона може бути накладена на вже існуючу і часто інакше орієнтовану петрографічну текстуру, що створює складну інтерференційну картину АМС (Tarling & Hrouda, 1993).

У більшості випадків акцесорні феромагнітні мінерали присутні в діамагнітній або парамагнітній матриці силікатних мінералів, які мають власну сприйнятливість (від 10^{-4} SI до 10^{-5} SI) та специфічну АМС. Для діа- та парамагнетиків (кварц, плагіоклаз, піроксени, біотит) анізотропія контролюється виключно

кристалографічною орієнтацією зерен, тоді як їхня форма майже не має значення. Натомість для феромагнетиків, зокрема магнетиту, АМС визначається переважно анізотропією форми зерен (Borradaile & Henry, 1997). Додаткові складнощі виникають при наявності посткристалізаційного магнетиту, який не пов'язаний із первинною структурою.

Присутність пара- та діамагнітних фаз може суттєво коригувати магнітні параметри при низькому вмісті магнетиту (< 0.1 мас. %). Природу АМС можна вважати переважно феромагнітною лише за умови $\chi > 10^{-2}$ SI (Rochette, 1987), тоді як у діапазоні від $5 \cdot 10^{-4}$ SI до $5 \cdot 10^{-3}$ SI параметри АМС відображають сумарний внесок феро-, пара- та діамагнітних мінералів.

У таблиці 4.2 наведено середні параметри АМС для кожної з точок відбору. Габро характеризується ступенем анізотропії P_j у межах 1,04–1,10. Анортозити демонструють ширший діапазон значень P_j (1,04–1,41), причому в окремих точках відбору (7 та 16) зафіксовано найвищі показники – 1,29 та 1,41 відповідно (рис. 4.12а). Олівінові габро (точки № 3, 8, 17) мають дещо вищі середні значення магнітної сприйнятливості (K_m) порівняно з габро. Для рапаківіподібних гранітоїдів P_j становить 1,05, а величина $K_m < 10^{-3}$ SI, за винятком точки відбору № 12, де магнітна сприйнятливість на порядок вища.

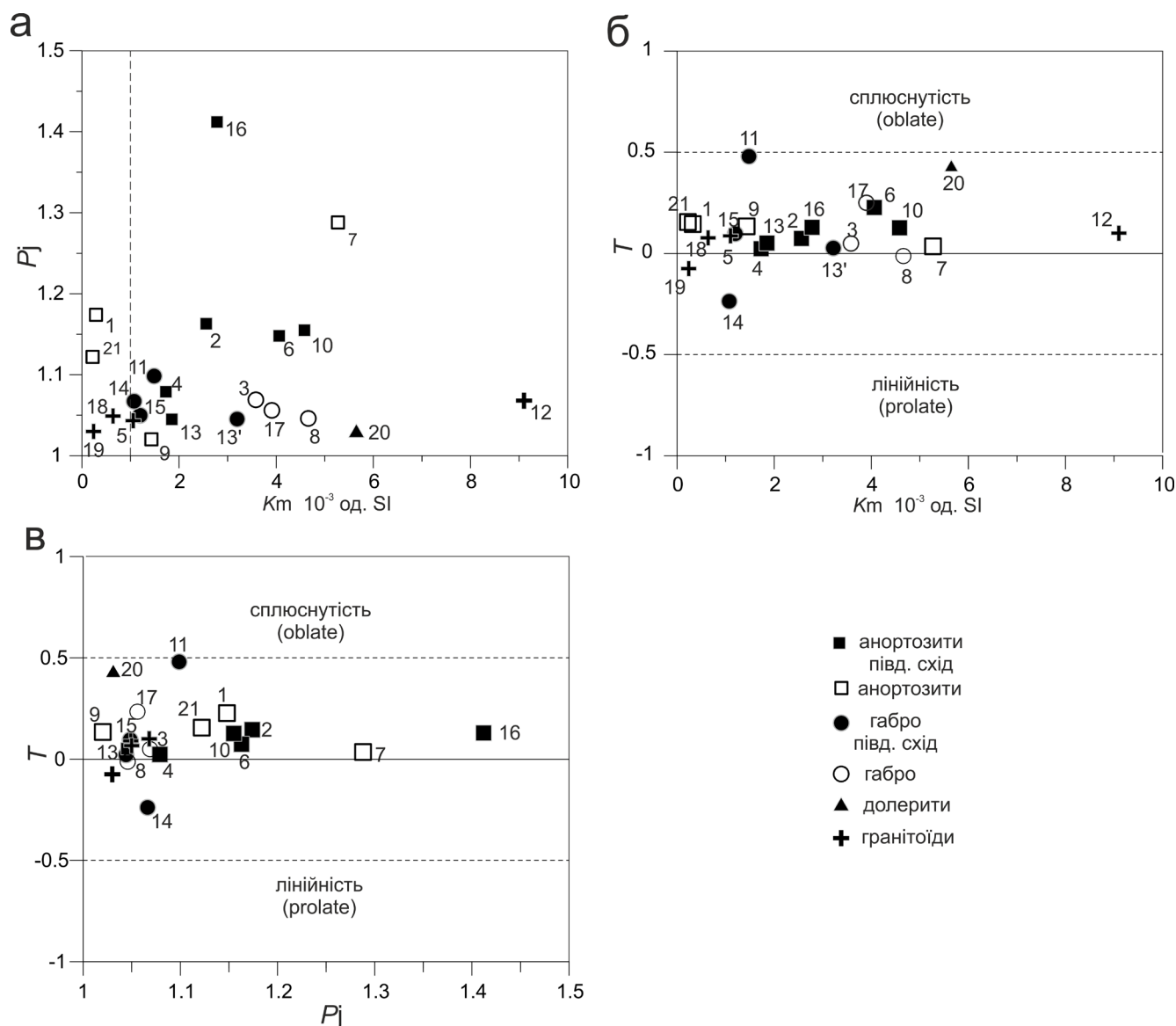
Параметр T_j , що характеризує форму еліпсоїда АМС, демонструє переважно додатні значення (рис. 4.12б), що відповідає сплюсненій формі («oblate») еліпсоїда (для більшості точок відбору $T_j = 0,1–0,4$). Для трьох точок (№ 8, 14, 19) параметр T_j має від'ємні значення, що вказує на лінійну форму еліпсоїда («prolate»). Хоча чіткої кореляції між T_j і K_m (рис. 4.12б) та між P_j і T_j (рис. 4.12в) не спостерігається, простежується тенденція до зміщення параметра T_j у бік сплющеної форми (площинності) при збільшенні ступеня анізотропії P_j . Ці результати узгоджуються з даними по інших плутонічних основних породах: габроїди зазвичай демонструють широкий діапазон значень T_j , проте додатні значення ($T_j > 0$) зустрічаються значно частіше (Nagaraju et al., 2008).

Таблиця 4.2. Параметри еліпсоїда АМС магматичних порід АРГК Коростенського плутону

№	Порода	N	K_m , 10^{-3} SI	K_1		K_3		Параметри еліпсоїда			
				D_K/I_K , °	E_{95} , °	D_K/I_K , °	E_{95} , °	L	F	P_j	T_j
1	Анортозити	8	0,29	307/18	77/50	57/45	56/32	1,055	1,103	1,174	0,145
2	Анортозити	19	2,56	76/46	59/45	249/44	51/46	1,068	1,085	1,163	0,074
3	Габро олівінові	16	3,58	80/22	8/6	270/67	16/6	1,032	1,035	1,069	0,049
4	Анортозити	23	1,73	13/6	67/27	261/74	33/30	1,038	1,037	1,079	0,023
5	Граніти рапаківіподібні	9	1,12	44/6	15/2	177/82	16/10	1,022	1,024	1,049	0,09
6	Анортозити	23	4,06	204/2	62/44	112/53	63/44	1,052	1,086	1,148	0,227
7	Анортозити	52	5,27	301/3	75/49	74/85	57/48	1,119	1,141	1,288	0,035
8	Габро олівінові	36	4,66	68/20	8/7	272/68	17/7	1,023	1,022	1,046	-0,013
9	Анортозити	40	1,43	141/10	27/15	11/75	19/14	1,079	1,11	1,202	0,134
10	Анортозити	50	4,58	180/1	76/35	87/83	53/36	1,064	1,081	1,155	0,127
11	Габро	28	1,48	240/4	41/6	84/85	11/7	1,025	1,068	1,098	0,484
12	Граніти рапаківіподібні	24	9,10	208/9	23/16	117/3	70/20	1,025	1,034	1,068	0,100
13	Анортозити	15	1,85	26/11	39/29	235/76	55/30	1,022	1,022	1,045	0,051
13'	Габро	5	3,20	18/14	8/4	218/74	24/5	1,022	1,023	1,045	0,027
14	Габро	30	1,07	268/4	9/6	170/65	21/6	1,040	1,025	1,067	-0,235
15	Габро	30	1,20	295/8	11/5	180/72	12/6	1,021	1,028	1,05	0,100
16	Анортозити	20	2,78	140/4	43/23	242/70	65/25	1,155	1,209	1,412	0,129
17	Габро олівінові	24	3,91	72/21	20/6	260/69	10/5	1,021	1,034	1,056	0,234
18	Граніти	21	0,64	232/15	43/36	74/73	72/35	1,023	1,024	1,049	0,077
19	Граніти	10	0,24	282/8	14/9	31/66	23/9	1,016	1,013	1,03	-0,075
20	Діабази	16	5,65	27/12	26/16	194/78	57/16	1,009	1,02	1,031	0,427
21	Анортозити	20	0,22	160/43	31/15	302/40	43/15	1,050	1,066	1,122	0,155

Примітка. № – номер точки відбору відповідно до рис. 2.2, 4.12, 4.14 та 4.15.; N – кількість зразків, за якими обчислювалися значення; K_m – середня магнітна сприйнятливність $(K_1 + K_2 + K_3)/3$; D_K/I_K – орієнтація осей АМС (схилення/нахилення); E_{95} – півосі 95%-го еліпса довіри напрямків осей тензора АМС; параметри еліпсоїда АМС за (Jelinek, 1981): L – лінійність; F – шаруватість; P_j – ступінь анізотропії; T_j – параметр форми. Додаткову інформацію про магнітні характеристики досліджуваних порід та координати точок відбору наведено у табл. Б.1 та Г.1.

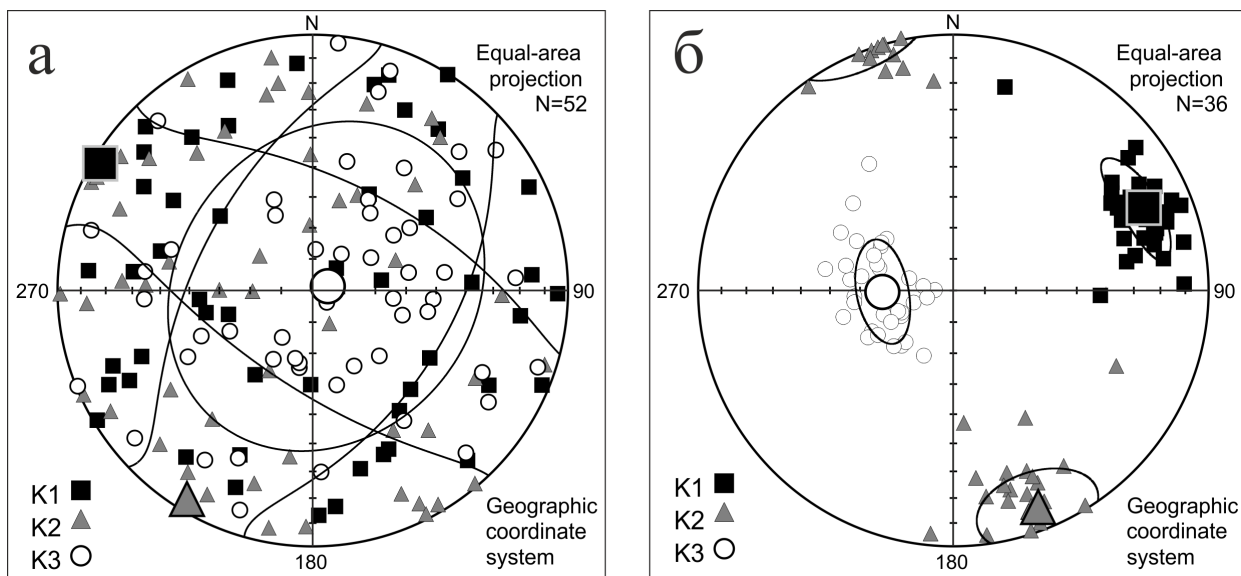
Характерною особливістю орієнтації осей еліпсоїдів для зразків габро з будь-якої точки відбору є їх групування у чіткі кластери з відносно невеликими кутами довіри (E_{95}) порівняно з анортозитами. Ці показники розраховані навколо середніх значень напрямків K_1 , K_2 та K_3 за всіма зразками з однієї точки (див. значення E_{95} у табл. 4.2). Для точок відбору в анортозитах середні напрямки головних осей через великі значення E_{95} навряд чи придатні для подальшої інтерпретації.



Примітка. Цифри біля символів вказують на № точки відбору вказано відповідно до рис. 2.2, 4.12, 4.14, 4.15, табл. 5.1, Б.1 та Г.1

Рисунок 4.12. Графіки залежності ступеня анізотропії P_j від середньої магнітної сприйнятливості K_m (а), параметра форми еліпсоїда T_j від середньої магнітної сприйнятливості K_m (б), ступеня анізотропії P_j від параметра форми T_j (в).

На рисунку 4.13 як приклад наведено індивідуальні та середні напрямки осей K_1 , K_2 та K_3 з їхніми еліпсами довіри для зразків анортозитів (точка № 7, рис. 4.13а) та габро (точка № 8, рис. 4.13б). Очевидно, що для анортозитів точки № 7 межі довірчих інтервалів сягають десятків градусів, тоді як для габро вони значно менші. Таким чином, середні орієнтації головних осей для габро забезпечують точне оцінювання переважної орієнтації зерен магнетиту в межах однієї точки відбору.

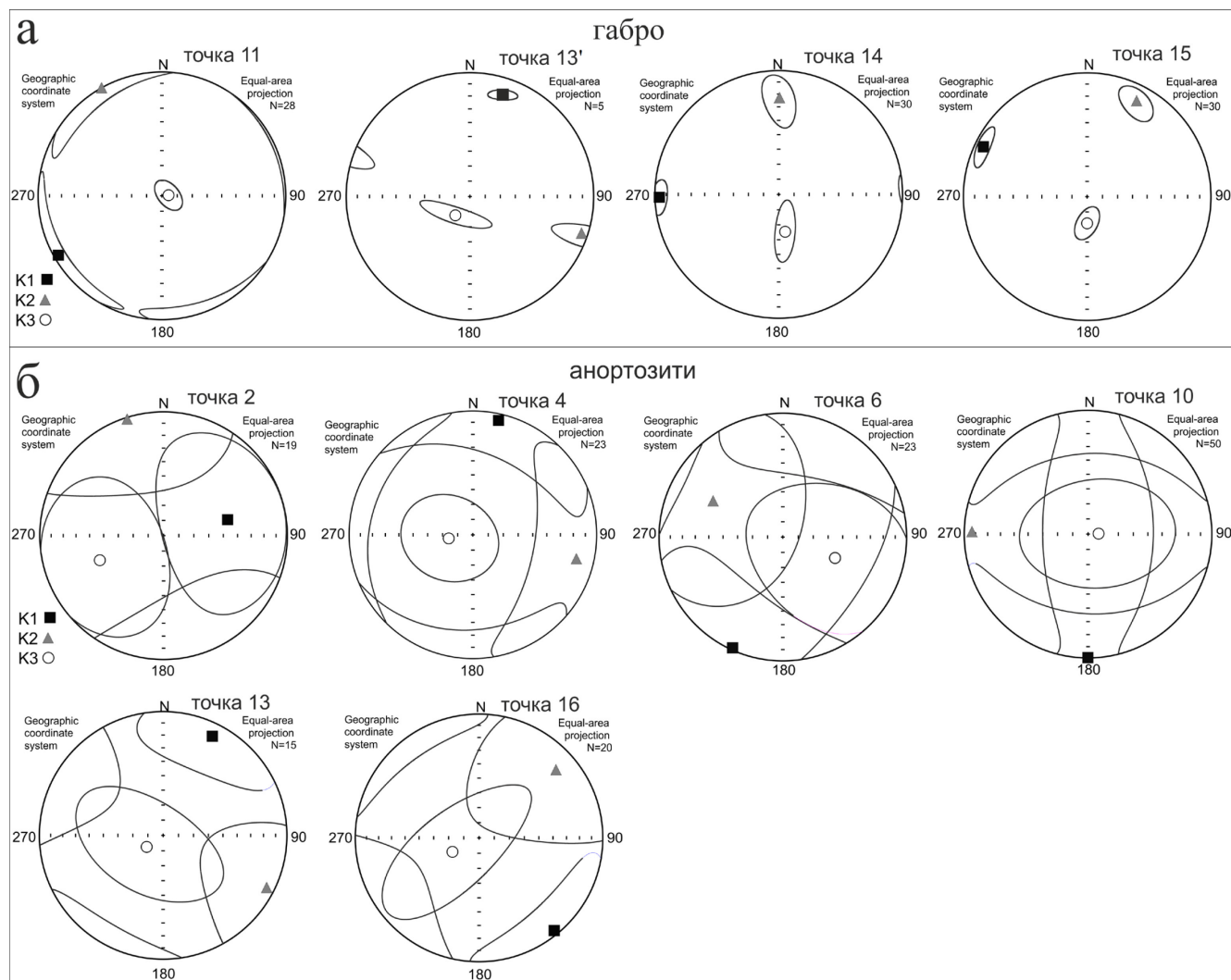


Примітка. Напрямки наведено у нижній півсфері рівновеликої проєкції. K_1 , K_2 та K_3 – відповідно максимальна (квадратики), середня (трикутнички) та мінімальна (кружечки) осі тензора АМС. Великими символами позначено середні напрямки осей з відповідними інтервалами довіри E_{95} . N – кількість зразків.

Рисунок 4.13. Напрямки максимальної, середньої та мінімальної осей тензора АМС для зразків анортозитів з точки відбору № 7 (а) та олівінових габро з точки відбору № 8 (б).

На рисунку 4.14 представлені напрямки головних осей еліпсоїдів АМС для групи точок відбору з південно-східної ділянки ВВМ. Для габро спостерігається чітке групування напрямків за кожною з осей, зокрема виділяються трьохосьові еліпсоїди АМС в точках № 13', 14, 15 (рис. 4.14а). Точність визначення середнього напрямку для точок № 13', 14, 15 (півосі еліпса довіри для рівня значущості 95%) за схиленням (D_K) і нахиленням (I_K) для максимальної осі K_1 не перевищує відповідно 11° і 6° , а для мінімальної осі K_3 – 24° і 6° (див. табл. 4.2.). Для анортозитів характерний значний розкид напрямків: для K_1 кути довіри за D_K та I_K

досягають, відповідно, 55° і 33° , а для K_3 – 50° і 23° (рис. 4.14б; див. табл. 2). Згідно зі статистичними вимогами до достовірності середніх напрямків АМС (Jelinek, 1978), максимально допустимим обмеженням для півосей E_{95} середнього напрямку лінійності є 25° . Великі значення E_{95} для анортозитів, тобто невираженість осей еліпсоїда АМС в межах точок відбору, можна пов'язати з їхньою масивною (неорієнтованою) текстурою.



Примітка. Див. примітку до рис. 4.13. № точки відбору вказано відповідно до рис. 2.2, 4.12, 4.14, 4.15, табл. 5.1, Б.1 та Г.1

Рисунок 4.14. Середні напрямки максимальної, середньої та мінімальної осей тензора АМС для габро (а) та анортозитів (б) південно-східної частини ВВМ.

Для габро характерна типова магнітна текстура плутонічних порід, що формується під впливом гравітації та вирізняється незначною анізотропією

($1,04 < P_j < 1,1$) і близьким до вертикального (нормального до горизонтальної площини) напрямком осі K_3 (рис. 4.14а). У трьох із чотирьох точок відбору габро напрямком осі K_3 зміщений від вертикалі на південь на $10\text{--}20^\circ$, а довірчі інтервали не перетинають нормаль до горизонтальної площини. Напрямки осей K_1 та K_2 розташовані у близькій до горизонталі площині. Напрямки максимальної осі еліпсоїдів K_1 , що характеризує лінійність, тяжіють до західного, північно-західного та північного азимутів.

В анортозитах (див. рис. 4.14б) лише намічається тенденція групування осей K_3 нормально до горизонтальної площини (точки відбору № 4, 10, 13, 16). Довірчі інтервали напрямків осей у більшості точок перетинаються, тому виділити переважаючий напрямок K_1 неможливо. Аналогічні закономірності орієнтації осей для зразків габро та анортозитів спостерігаються і в інших частинах ВВМ (рис. 4.15). Для олівінових габро з трьох близько розташованих точок № 3, 8 і 17 середні напрямки головних осей K_1 орієнтовані у близькому до східного напрямку з нахиленням близько 20° , тоді як K_3 зміщена від нормалі на 20° у західному напрямку (див. табл. 4.2).

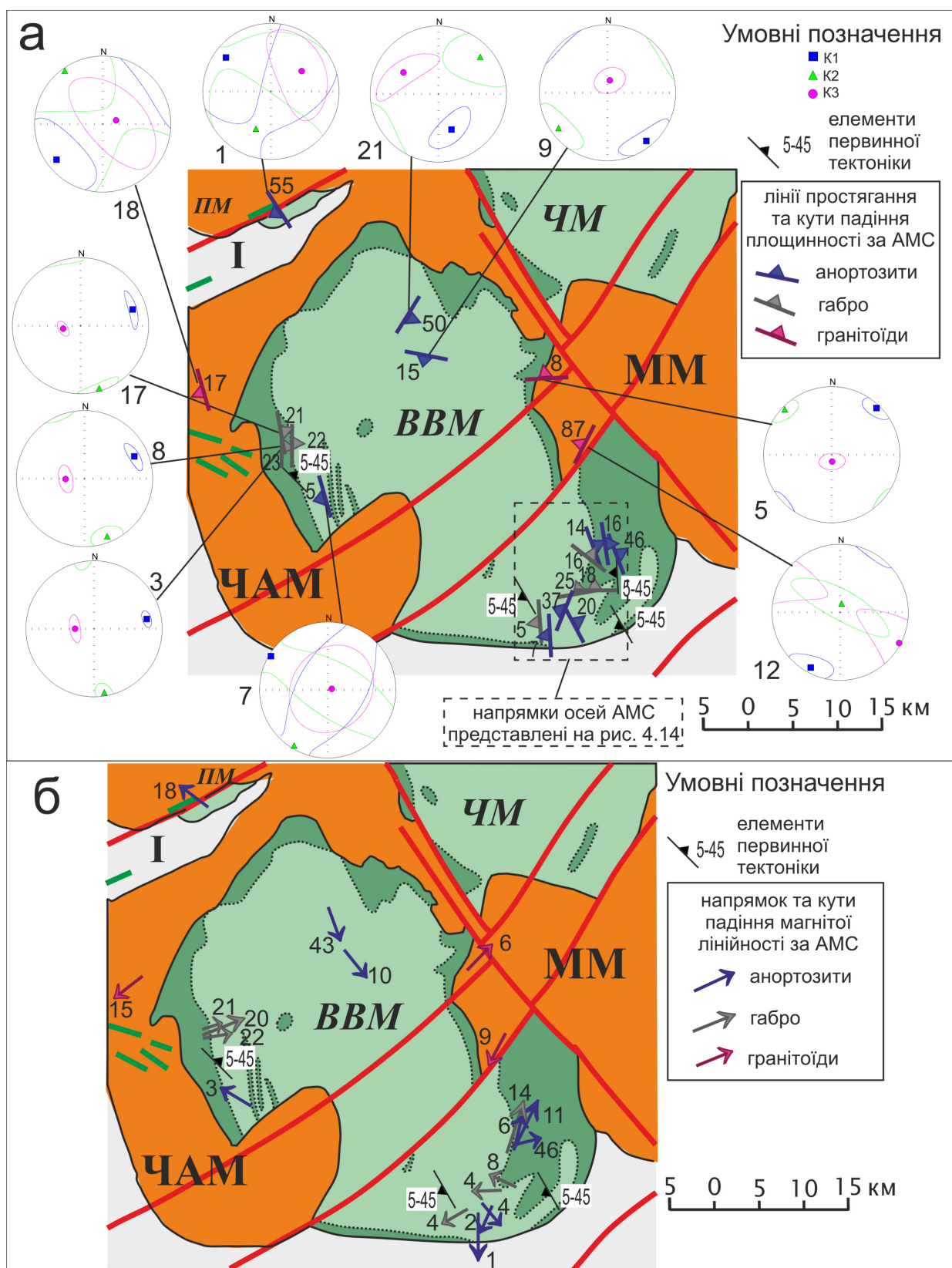
Для анортозитів точок відбору № 1 і 7 головні осі мають різну орієнтацію з великими кутами довіри E_{95} . Для точок № 9 і 20 у північній частині ВВМ кути довіри дещо менші, вісь K_1 орієнтована на південний схід, але осі K_2 і K_3 мають різну орієнтацію. У зразках рапаківіподібних гранітів точки № 5 осі еліпсоїда АМС групуються в кластери із середнім напрямком K_1 на північний захід і напрямком K_3 , близьким до нормалі. У гранітоїдах точок № 12 і 18 напрямки головних осей мають великі інтервали довіри E_{95} .

На рисунку 4.15а з геологічної схеми ВВМ (див. рис. 2.2) представлені напрямки елементів тензора АМС для кожної з точок відбору, що характеризують магнітну площинність, а на рисунку 4.15б – магнітну лінійність (числові характеристики параметрів наведено в табл. 4.2). Магнітна площинність відображається у вигляді лінії простягання, яка є перетином площини $K_1\text{--}K_2$ із горизонтальною площиною, а кут між $K_1\text{--}K_2$ та горизонтальною площиною є кутом падіння магнітної площинності. Орієнтація магнітної лінійності відповідає

орієнтації осі K_1 . На цих же схемах відображені виміряні в полі елементи первинної тектоніки відповідно до схематичної геологічної карти 1936 року А.А. Полканова (Полканов, 1948). Порівнювати напрямки елементів залягання з даними АМС, отриманими у точках відбору анортозитів, недоцільно з огляду на велику похибку визначення цих напрямків.

На жаль, обмежена кількість польових замірів елементів первинної тектоніки звужує можливості їх порівняння з орієнтацією осей еліпсоїдів АМС, визначених у точках відбору габро. У західній частині крайового комплексу плутону елементи площинної орієнтації АМС (площина по нормалі до K_3) точок № 3, 8 та 17 добре узгоджуються з напрямком елементів залягання первинної тектоніки і мають кути нахилу близько 20° (азимут нахилу східний). Напрямки лінійності (вісь K_1) з кутами падіння близько 20° та азимутом схід-північ-схід ще краще узгоджуються з азимутом падіння. У південно-східній частині для габро точки № 11 елементи первинної тектоніки корелюють із західними азимутами падіння площинності та орієнтації лінійності. Для інших точок відбору габро (№ 13', 14, 15), розташованих у крайовій зоні, кореляція з елементами первинної тектоніки не спостерігається – площинність має близьке до північного падіння з кутами близько 20° . Осі K_1 тут спрямовані на північ і на захід, нахили пологі (від 4 до 14°).

Щодо орієнтації еліпсоїдів АМС у гранітоїдах – досліджено лише три точки відбору, що недостатньо для значущих висновків. Як видно у точках № 5 і 12 у східній частині напрямки осей виділяються досить впевнено, але мають різну орієнтацію (рис. 4.15; див. табл. 4.2). Осі точки № 5 добре згруповані, площинність орієнтована майже горизонтально (вісь K_3 – субвертикальна). У точці № 12 осі K_1 і K_3 розташовані в субгоризонтальній площині, що вказує на майже вертикальний напрямок K_2 . З урахуванням вищих на порядок значень K_m відносно інших точок, це може бути обумовлено не лише тектонічними причинами, а й «інверсією» магнітної текстури внаслідок переваги однодоменних зерен магнетиту (Černý et al., 2020; Hirt & Williams, 2026). Це питання потребує додаткових досліджень. У західній точці № 18 гранітоїдів напрямки осей АМС через великі похибки визначення близькі до анортозитів.



Примітка. Елементи залягання порід (цифри – діапазон кутів падіння) наведено за матеріалами А.А. Полканова (Полканов, 1948). Біля проєкцій осей AMC вказані № точок відбору відповідно до рис. 2.2, 4.12, 4.14, табл. 5.1, Б.1 та Г.1. Інші умовні позначки див. на рис. 2.2 та 4.13.

Рисунок 4.15. Карта розподілу елементів магнітної площинності та середні напрямки осей тензора AMC (а) і карта розподілу магнітної лінійності (б) за параметрами AMC.

Хоча параметри орієнтації і форми тензора АМС певним чином корелюють із елементами первинної тектоніки, проте впевнених висновків щодо структурних особливостей будови ВВМ на основі даних АМС зробити поки що не можна. Великі значення E_{95} для анортозитів можна пов'язати з їх масивною текстурою, тоді як параметри АМС габро визначаються краще. Проте вивчення АМС порід потребує подальших досліджень із залученням додаткового фактичного матеріалу, за регулярнішою мережею та на більших площах ВВМ.

Результати вивчення АМС порід вказують, що ступінь анізотропії у габро становить $1,04 < P_j < 1,10$, в анортозитів вона трохи вища – $1,04 < P_j < 1,15$, а в деяких точках відбору (№ 7, 16) може досягати 1,30–1,40. У досліджених гранітоїдах P_j становить менше 1,05. На палеомагнітні дані, отримані з магматичних гірських порід з аномально високою магнітною анізотропією, треба звертати особливу увагу, оскільки їх характеристична компонента залишкової намагніченості може бути значною мірою спотворена і непридатна для палеогеографічних реконструкцій. Згідно з (Butler, 1992), палеомагнітні дані порід, P_j яких перевищує 1,05, повинні прийматися з певним застереженнями, та з особливим застереженнями у випадку аномально великих значень P_j . У більшості досліджених нами точок відбору ступінь анізотропії P_j варіює від 1,03 до 1,16 при середніх значеннях близько 1,05, що є характерним для плутонічних порід. З точки зору палеомагнітної інформативності, на точки відбору анортозитів № 7 і 16, враховуючи відносно високі значення P_j , треба звернути особливу увагу.

Висновки до розділу 4

За результатами комплексних петромагнітних, магнітно-мінералогічних та мікроскопічних досліджень діагностовано основні мінерали-носії природної залишкової намагніченості. Визначено, що основним феромагнітним мінералом у анортозитах та габро є одно- та псевдооднодоменний магнетит або титаномагнетит з низьким вмістом Ті, які вважаються найкращими кандидатами у носії найбільш стабільної, первинної компоненти намагніченості. На це вказують температури Кюрі близькі до 580 °С та дуже вузький спектр деблокуючих температур.

Мікроскопічні дослідження дозволили встановити, що цей магнетит приурочений до кристалографічно орієнтованих структур твердого розпаду у плагіоклазах та піроксенах. Такі мікроскопічні феромагнітні мінерали, включенні у силікатну матрицю, є досить надійними носіями природної залишкової намагніченості та здатні фіксувати і зберігати первинну компоненту намагніченості тривалий час.

Серед інших феромагнітних мінералів було встановлено моноклінний піротин та титаномagnetит, які розповсюджені в інтерстиціях породи та у вигляді включень у крайові частини силікатних мінералів. Подібні мінерали часто є носіями в'язкої залишкової намагніченості і можуть ускладнювати виділення характеристичної компоненти намагніченості.

Дослідження анізотропії магнітної сприйнятливості показали, що анортозити характеризуються нейтральним або слабо вираженими еліпсоїдами анізотропії магнітної сприйнятливості. Габро, навпаки, мають виражені еліпсоїди, які за параметрами орієнтації певною мірою корелюють із елементами первинної тектоніки. Для точок відбору анортозитів № 7 та 16 встановлено аномально високі ступені анізотропії, що може призвести до спотворення первинної компоненти природної залишкової намагніченості.

5. РЕЗУЛЬТАТИ ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

5.1. Палеомагнітні напрямки і полюси

За даними палеомагнітних досліджень пілотних колекцій зразків порід Коростенського плутону (КП) (Бахмутов и др., 2018; Bakhmutov et al., 2023) були виділені палеомагнітно інформативні різновиди – анортозити, а також дещо менш інформативні габро, тоді як гранітоїди виявилися малоінформативними. Отримані дані добре узгоджуються з результатами попередніх досліджень порід КП (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001). Результати дослідження пілотних колекцій також показали, що температурна чистка (*T*-чистка) є ефективнішою ніж чистка змінним магнітним полем (AF-чистка), тому останній метод було обрано як основний для масового розмагнічування. Під час подальших досліджень (Cherkes et al., 2023a, Cherkes, 2025) було відібрано і досліджено основні колекції зразків загалом з 21 точки відбору (див. рис. 2.2 і табл. Г.1). Результати петромагнітних та магнітно-мінералогічних досліджень цих колекцій представлені у розділі 4.

Враховуючи результати попередніх (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001) та пілотних досліджень, основну увагу було приділено вивченню габроїдів, тому більшість точок відбору (17) зосереджена в межах Володарськ-Волинського масиву як найбільш відкритого та доступного для відбору зразків (див. розділ 2 та рис. 2.2). Так, із 21 точки відбору 10 представлено анортозитами, 6 – габро (серед них 3 – олівіновим габро), 4 – гранітами та 1 точка – інтрузією діабазів (точка № 20), впровадженою у вміщувальні граніти точки відбору № 19. Результати палеомагнітних досліджень цих колекцій представлено у таблицях 5.1 та Г.1.

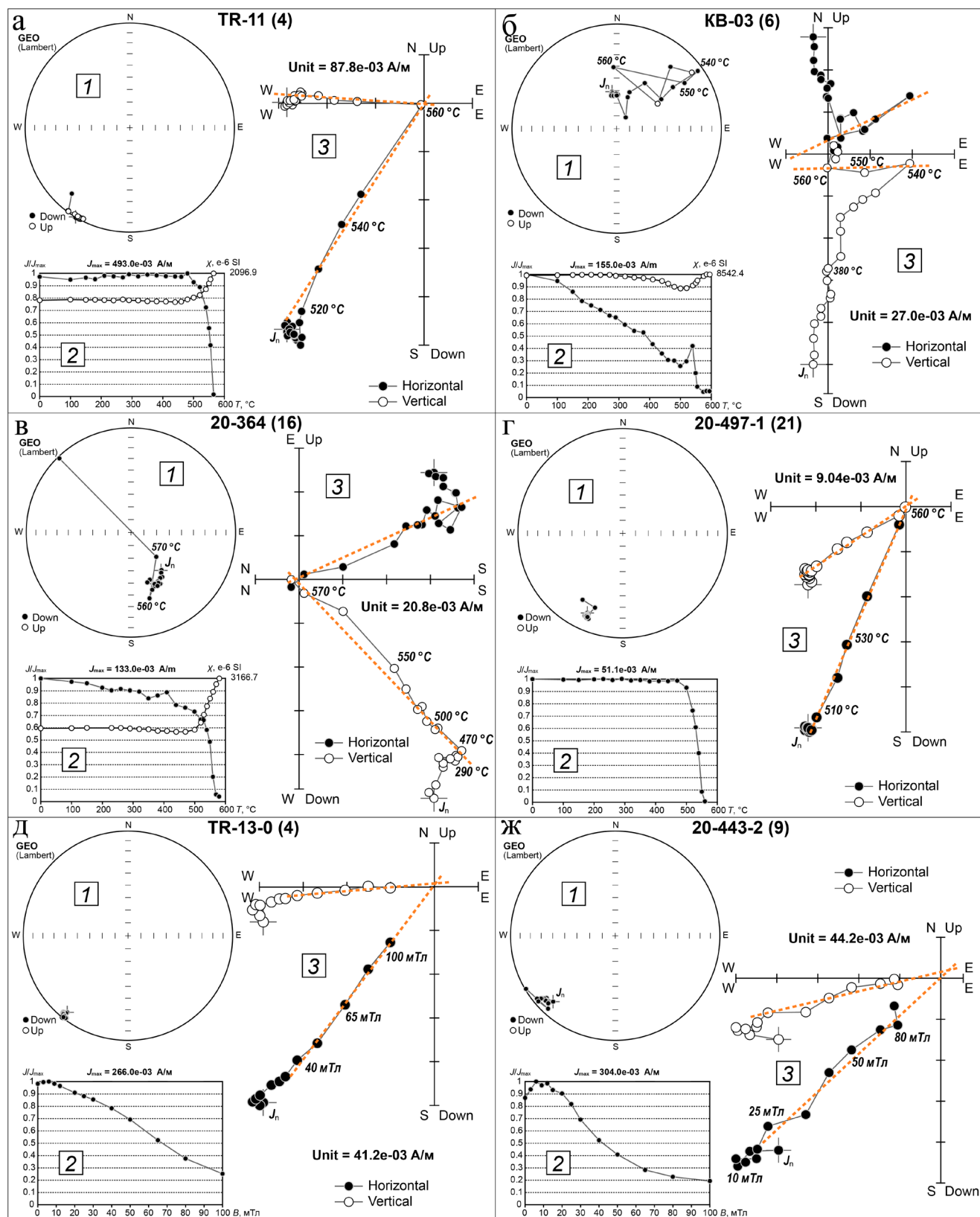
Анортозити та олівінові габро характеризуються відносно стабільною, часто двокомпонентною, J_n . Характеристичну компоненту намагніченості (ХКН) різного ступеня надійності було виділено для колекцій усіх 10 точок відбору анортозитів та 3 точок олівінових габро (табл. 5.1). Габро інших точок відбору виявилися неінформативними. У більшості зразків анортозитів та олівінових габро було виділено дві компоненти намагніченості – в'язку низькотемпературну компоненту намагніченості (НТК) та високотемпературну ХКН.

НТК зазвичай розмагнічується в діапазоні деблокуючих температур (T_{ub}) до 350–450 °С (рис. 5.1в, 5.2г; табл. Г.1), а іноді простежується до 540 °С (рис. 5.1б). Внесок цієї компоненти в J_n різний, і для анортозитів зазвичай не перевищує 30–35% (рис. 5.1а, в, г), хоча в окремих випадках може досягати 70% (рис. 5.1б). В олівінових габро внесок НТК помітно вищий і в середньому досягає 30–60% (рис. 5.2г). НТК, найімовірніше, має в'язку природу – вона зорієнтована близько до напрямку сучасного магнітного поля Землі (СМПЗ) у місці відбору зразків, але в середньому для всіх колекцій НТК дещо зміщена на схід від СМПЗ (рис. 5.3а). Враховуючи результати петромагнітних та мікроскопічних досліджень (див. розділ 4), НТК анортозитів і олівінових габро може бути пов'язана з багатодоменим магнетитом та, частково, моноклінним піротином.

Таблиця 5.1. Параметри середніх для точок відбору напрямків ХКН, виділені методом аналізу головних компонент

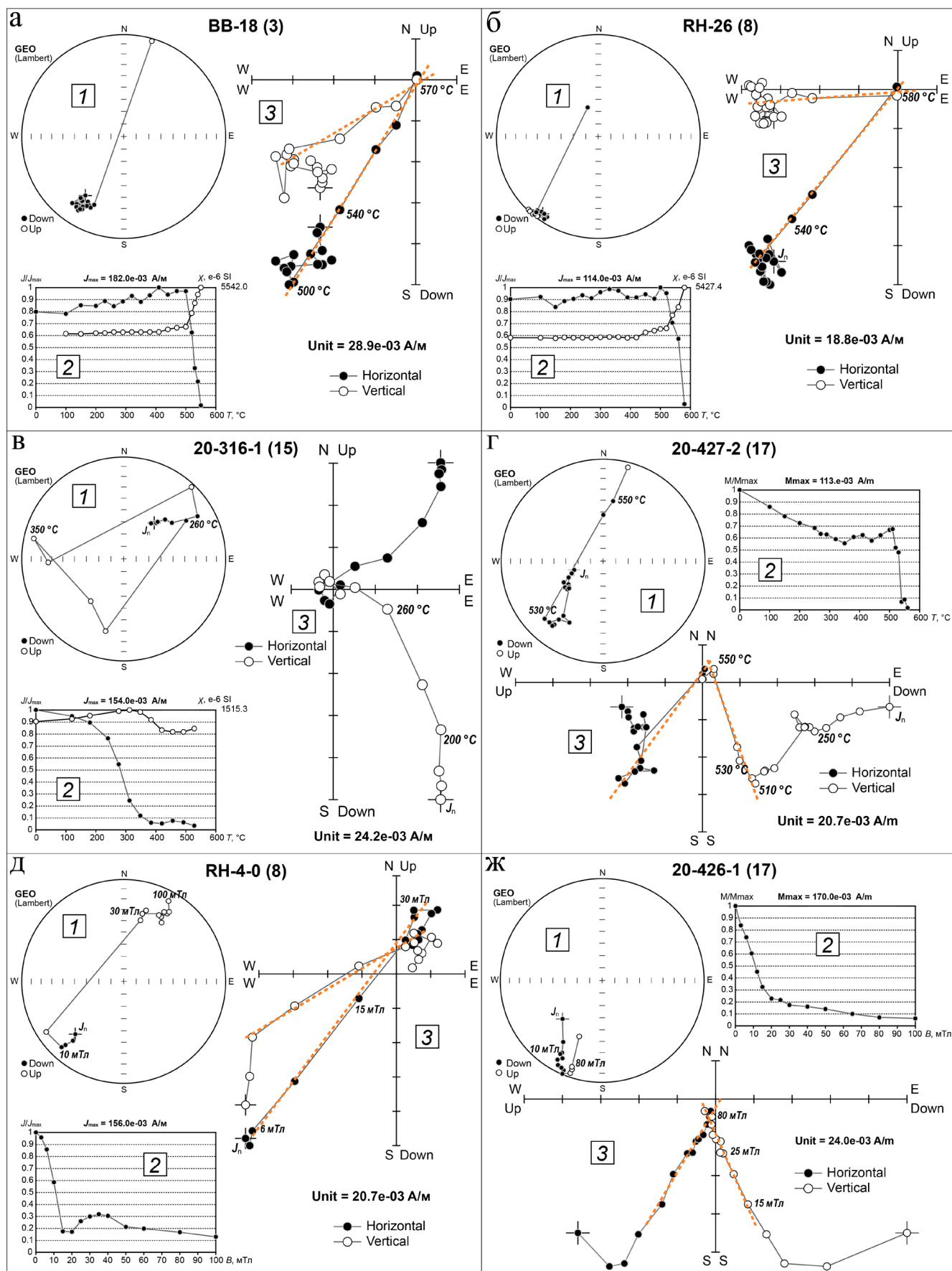
№ точки відбору	Порода	T_{ub} , °С	Параметри середнього напрямку					N/R
			n/N	D , °	I , °	k	α_{95} , °	
1*	Анортозити	500–580	7/5	45,2	0,5	22,3	16,6	R
2*	Анортозити	450–600	22/15	213,6	37,7	15,4	10,1	N
3	Габро олівінові	470–570	18/16	212,3	6,4	40,4	5,9	N
4	Анортозити	440–580	35/30	212,2	11,8	15,1	7,0	N
6	Анортозити	470–590	25/12	35,1	2,5	11,5	13,4	R+N
7	Анортозити	520–580	38/26	43,1	-18,1	18,1	6,9	R
8	Габро олівінові	480–620	35/20	214,1	7,3	93,7	3,4	N
9	Анортозити	500–580	28/17	217,9	14,5	109,3	3,4	N+R
10*	Анортозити	490–580	48/14	216,3	-1,1	8,5	14,5	N+R(?)
13	Анортозити	420–580	37/20	213,9	7,2	20,1	7,5	N
16*	Анортозити	470–580	17/16	203,6	29,8	12,0	11,1	N
17	Габро олівінові	500–570	33/24	215,4	12,0	64,0	3,7	N
20	Діабази	500–580	14/12	45,9	-5,1	24,0	9,0	R
21	Анортозити	470–560	21/20	208,1	13,9	67,5	4,0	N

Примітка. T_{ub} – діапазон деблокуючих температур, в межах якого виділяється ХКН; n/N – відношення загальної кількості досліджених зразків у колекції до кількості зразків, для яких були виділені ХКН; D , I – середні для точок відбору схилення та нахилення напрямків ХКН; k – купчастість векторів ХКН в межах колекції зразків; α_{95} – радіус кола довіри для середнього напрямку при 95%-ій ймовірності; N/R – пряма/обернена полярність ХКН (сучасна полярність приймається за нормальну). № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.1–5.4 та табл. 5.2 і Г.1 Зірочкою (*) біля № точки відбору позначено ХКН, які було виключено із інтерпретації (пояснення див. у тексті).



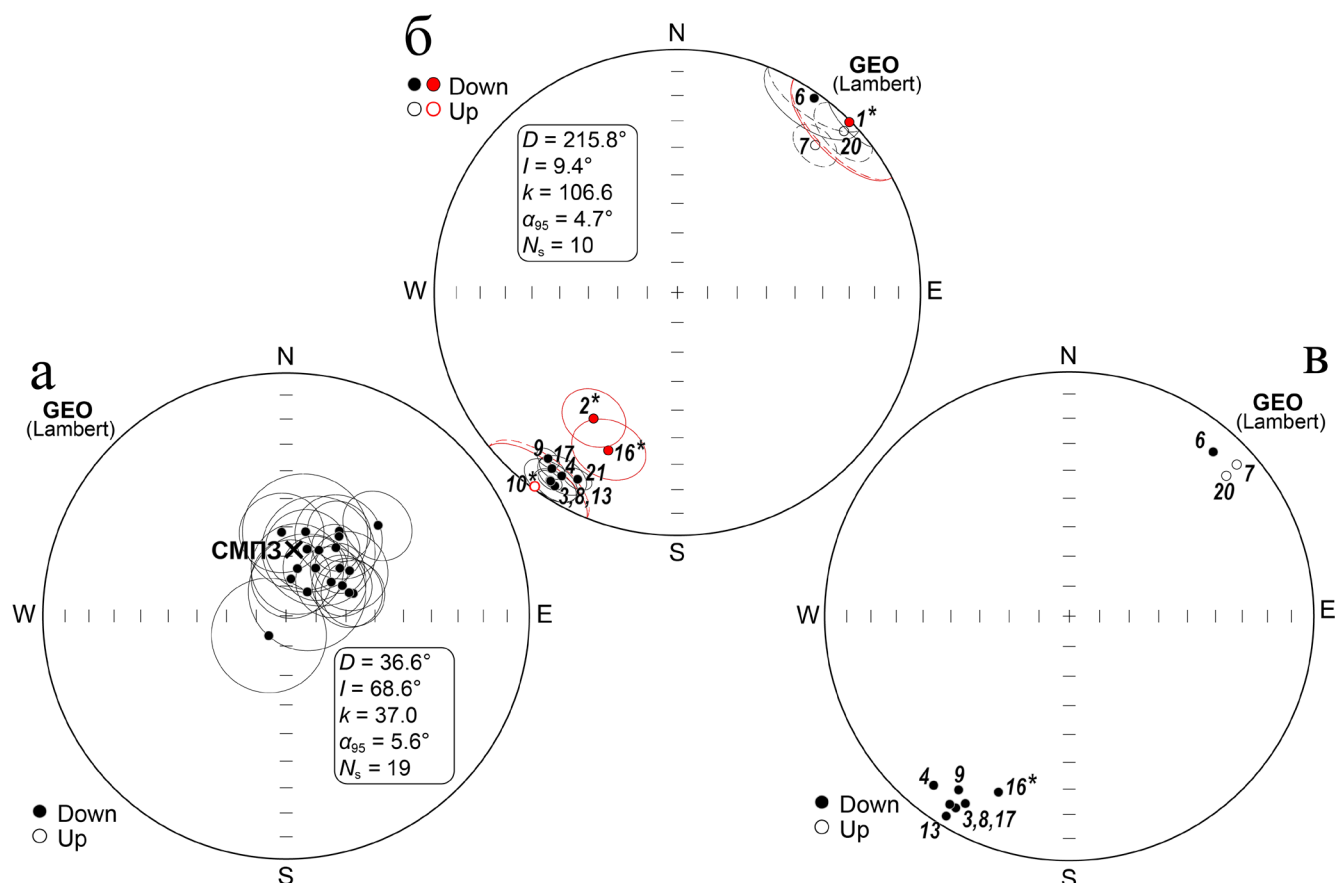
Примітка. 1 – стереографічні проєкції векторів J_n в ході розмагнічування (залиті та пусті кружечки – проєкції у нижній та верхній півсферах відповідно); 2 – графік модуля J_n (J/J_{max} , чорні кружечки) та χ (білі кружечки) в ході T -чистки; 3 – ортогональні проєкції векторів J_n на горизонтальній і вертикальній площинах. Оранжева лінія показує вектор ХКН. Зверху по центру вказано назву зразка і (в дужках) № точки відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. 5.1 і 5.2.

Рисунок 5.1. Приклади розмагнічування зразків анортозитів T -чисткою (а–г) та АФ-чисткою (д, ж) і виділення векторів ХКН методом головних компонент.



Примітка. Див. примітку до рис. 5.1.

Рисунок 5.2. Приклади розмагнічування зразків габро T -чисткою (а–г) та АФ-чисткою (д, ж) і виділення векторів ХКН методом головних компонент.



Примітка. Залиті та незалиті кружечки – проєкції векторів J_n у нижній та верхній півсферах відповідно. Цифри біля проєкцій векторів відповідають № точок відбору згідно рис. 2.2, 5.1, 5.2, 5.4, табл. 5.1, 5.2 та додатку Г. Інтервали довіри α_{95} показано тонкою лінією навколо проєкцій векторів J_n . Зірочкою (*) та червоним кольором позначені вектори ХКН, які було виключено з інтерпретації (б). Хрестиком показано напрямок сучасного магнітного поля Землі (СМПЗ) в місці відбору (а). Середні для усіх точок відбору напрямки векторів НТК (а) та ХКН (б), розраховані методом аналізу головних компонент, наведені у візках: D , I – схилення та нахилення середнього напрямку; k – купчастість середнього напрямку; α_{95} – радіус кола довіри для середнього напрямку при 95%-ій ймовірності; N_s – кількість точок відбору (середніх напрямків), за якими розраховано середній для усіх точок відбору палеомагнітний напрямок.

Рисунок 5.3. Середні для точок відбору напрямки в'язкої НТК (а) і високотемпературної ХКН, виділеної методом аналізу головних компонент (б) та методом кіл перемагнічування (в).

У випадку габро (точки відбору № 11, 14 та 15) НТК з T_{ub} в діапазоні 0–350 °C є єдиною і домінуючою в'язкою компонентою (див. табл. Г.1; рис. 5.2в та 5.3а), носієм якої є моноклінний піротин (див. підрозділ 4.2). Середній напрямок в'язкої НТК, розрахований по 19 точках відбору (див. табл. Г.1 та рис. 5.3а), має такі параметри: $D = 36,6^\circ$, $I = 68,6^\circ$, $k = 37,0$, $\alpha_{95} = 5,6^\circ$, $N_s = 19$.

Високотемпературна ХКН анортозитів досягає 80–90% від початкових величин J_n (див. рис. 5.1а, в), а в особливо стабільних зразках ХКН може складати і 100% від J_n (див. рис. 5.1г, д). В деяких зразках анортозитів домінуючою є в'язка компонента (див. рис. 5.1б). В олівінових габро вклад ХКН у J_n зазвичай не перевищує 50–60% (див. рис. 5.2г), домінування ХКН у складі J_n є скоріше виключенням (див. рис. 5.2а, б). ХКН діабазів точки відбору № 20 (див. рис. Г.6) є досить стабільною – за характером розмагнічування J_n , діапазонами T_{ub} та напрямком ХКН вона наближена до анортозитів (див. табл. 5.1, рис. 5.3б, в). Для більшості зразків ХКН виділяється по лінійних сегментах діаграм Зйдервельда в діапазоні T_{ub} 500–580 °С по 4–6 точках (див. табл. 5.1, рис. 5.1а–г та 5.2а, б, г). Іноді ця компонента виділяється в ширшому діапазоні T_{ub} 360–620 °С (див. рис. Г.5) і майже завжди чітко прямує до початку координат (див. рис. 5.1а, в, г, Г.5 та Г.6), тобто є найбільш стабільною і може вважатися характеристичною.

Результати АФ-чисток найбільш стабільних до температурного розмагнічування зразків анортозитів і олівінових габро показують, що ХКН часто є висококоерцитивною і не повністю розмагнічується у відносно високих полях – до 100 мТл (див. рис. 5.1д, ж та 5.2д, ж). Навіть після такого впливу наприкінці залишається від 10 % до 25 % первинної J_n , що є характерним для одно- та псевдооднородної фракцій магнетиту (Dunlop & Özdemir, 1997). Низькокоерцитивні компоненти, які більш явно спостерігаються в олівінових габро, розмагнічуються зазвичай у полях до 20–25 мТл (див. рис. 5.1ж та 5.2д, ж).

Враховуючи діапазони T_{ub} та коерцитивних спектрів і спираючись на результати петромагнітних та мікроскопічних досліджень (див. розділ 4), можна зробити висновок, що ХКН анортозитів і габро пов'язана з системами орієнтованих голкоподібних включень ексклюзійного магнетиту та титаномангнетиту з невеликою домішкою Ti , які приурочені до структур твердого розпаду плагіоклазів та піроксенів.

Для зразків, на яких по діаграмах Зйдервельда спостерігаються перекриття спектрів T_{ub} різних мінеральних фаз, було застосовано метод кіл перемагнічування (див. табл. Г.1 і рис. Г.7). Отримані для точок відбору цим методом середні

напрямки добре узгоджуються з розрахунками середніх напрямків, отриманими методом аналізу головних компонент (див. табл. 5.1, Г.1 та рис. 5.3б, в). Це може свідчити про незначний вплив накладених (вторинних) компонент на розраховані середні вектори ХКН.

Методом аналізу головних компонент, який є основним при інтерпретації палеомагнітних даних, надійно було виділено та розраховано напрямки ХКН для зразків точок відбору № 3, 4, 6–9, 13, 17, 20 та 21, тоді як ХКН точок № 1, 2, 10 та 16 (див. рис. 5.3б, табл. 5.1 та Г.1) було виключено із розрахунків з таких причин:

1) точка № 1* налічує замалу кількість визначень ($N = 5$) для адекватного статистичного усереднення (див. табл. 5.1);

2) для точки № 2* спостерігається сильне перекриття спектрів T_{ub} НТК та ХКН, через що розрахована ХКН сильно відтягнута від основної групи в сторону НТК (див. рис. 5.3б та Г.1);

3) ХКН зразків точки відбору № 10* є нестабільною, виділяється по діаграмах Зйдервельда погано – часто тільки по 3 точках, а середній напрямки ХКН має низьку купчастість ($k = 8,5$) (див. рис. Г.2 і табл. Г.1), що пов'язано із значним ступенем вивітрілості порід (спостерігається візуально) точки відбору № 10;

4) ХКН колекції № 16* хоча і є досить стабільною майже на усіх зразках колекції ($n/N = 17/16$), проте сильно відтягнута від основної групи на схід (див. рис. 5.1в та Г.3) в напрямку вісі K_3 тензору АМС (див. рис. 4.14б та табл. 4.2) і має відносно невелику купчастість ($k = 12,0$), що може бути обумовлено екстремально високими величинами АМС – в середньому $P_j = 1,4$, тоді як для порід інших точок відбору P_j зазвичай знаходиться в діапазоні 1,05–1,15 (див. табл. 4.2).

Середні для точок відбору напрямки ХКН розташовуються у I та III квадрантах стереопроєкції, мають низькі нахилення і групуються досить тісно (див. рис. 5.3б). Середній напрямки високотемпературної ХКН, розрахований по колекціях 6 точок відбору анортозитів, 3 точок олівінових габро та 1 точки діабазів (див. табл. 5.1 та рис. 5.3б), має наступні параметри: $D = 215,8^\circ$, $I = 9,4^\circ$, $k = 106,6$, $\alpha_{95} = 4,7^\circ$, $N_s = 10$.

ХКН анортозитів є біполярною (див. табл. 5.1 та рис. 5.3б). Пряма (умовно) полярність ХКН спостерігається для точок відбору № 2, 4, 13, 16 та 21, а

обернена – для точок № 1 та 7. ХКН діабазів точки відбору № 20 також має обернену полярність. У зразках анортозитів точок № 6, 9 та 10 спостерігається ХКН змішаної полярності. Для олівінових габро (точки № 3, 8 та 17) переважає ХКН із прямою полярністю, хоча в окремих зразках явно прослідковуються компоненти одразу обох полярностей (див. рис. 5.2г, д). На рисунку 5.2г можна побачити, як вище 530 °С розблоковується ХКН іншої полярності, внесок якої менше 10 % початкової J_n і температура повного розблокування становить 560 °С, що характерно для магнетиту з незначною домішкою Ti . Така поведінка вектора ХКН може спостерігатися і під час АF-чистки. На рисунку 5.2д показано, що спочатку розмагнічуються низькокоерцитивна компонента у полях до 20 мТл, а далі розмагнічується висококоерцитивна – антиподальна до попередньої – компонента, яка навіть при максимальному полі у 100 мТл має залишок близько 10%.

Наявність колекцій зразків, ХКН яких є біполярною, враховуючи, що стабільні ХКН обох полярностей спостерігаються в межах окремих зразків, можна пояснити досить тривалим часом (від десятків до сотень тисяч років і навіть більше) охолодження великого плутонічного тіла (Kravchenko, 2005; Grocolaset al., 2025). Тобто час остигання міг бути достатнім, щоб забезпечити надійну фіксацію напрямку магнітного поля місця та часу утворення породи до та після інверсії геомагнітного поля. Додатковим аргументом щодо тривалого часу остигання, протягом якого усереднюються вікові геомагнітні варіації, може слугувати оцінка дисперсії (S) для сукупності напрямків, з якої було зроблено відповідну вибірку даних. Параметр S прийнято оцінювати для набору віртуальних геомагнітних полюсів (ВГП), отриманих для різних точок відбору, оскільки зазвичай одна точка відбору відображає вузький часовий інтервал ($\leq 10^4$ – 10^5 років) і дисперсія в межах такої точки буде занадто малою. Проте припускаючи тривале охолодження порід в межах однієї точки відбору ($\geq 10^5$ років), параметр дисперсії можна оцінити для вибірки перерахованих у ВГП напрямків ХКН цієї точки.

Дисперсія оцінюється за параметром купчастості k вибірки ВГП за спрощеною формулою $S \approx 81^\circ/\sqrt{k}$ (Butler, 1992). Для точок відбору, для яких виділено надійну ХКН (див. табл. 5.1), параметр S змінюється від $5,7^\circ$ до $17,4^\circ$, а в середньому

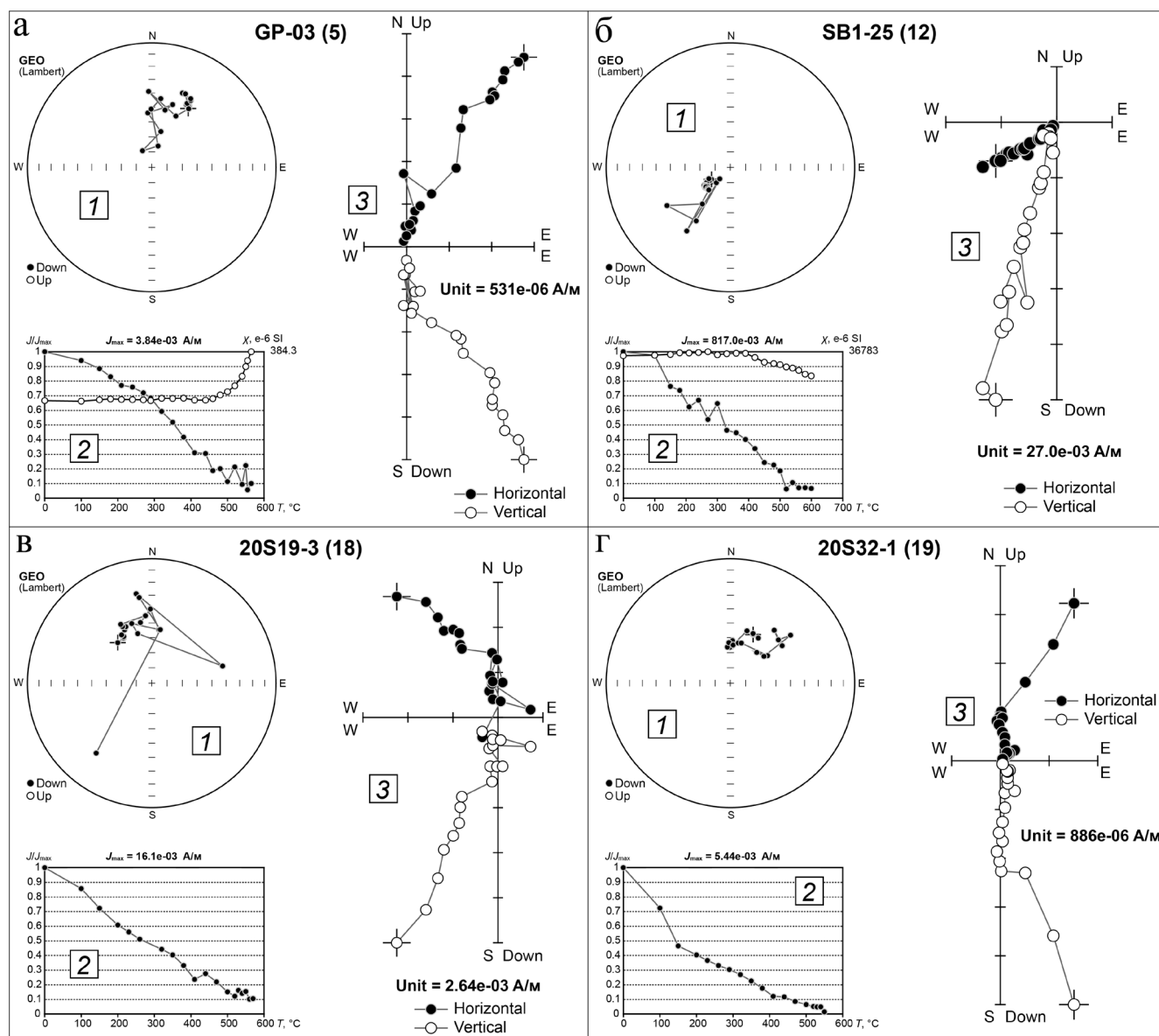
$S = 10,8^\circ$, що відповідає як значенням $10\text{--}12^\circ$ моделі вікових варіацій для екваторіальних палеоширот для фанерозою (McElhinny & McFadden, 1997), так і значенням $9\text{--}11^\circ$ моделі варіацій для докембрію (Veikkolainen & Pesonen, 2014).

Водночас купчастість середніх напрямків ХКН в межах двох кластерів у І і ІІІ квадрантах стереопроєкцій досить висока (див. рис. 5.3б). Наявність компонент обох полярностей дозволяє оцінити стабільність ХКН за допомогою тесту обернення (McFadden & McElhinny, 1990). Тест виконано за набором із 7 векторів прямої полярності (середнє: $D = 213,4^\circ$, $I = 10,5^\circ$, $k = 321,3$, $\alpha_{95} = 3,4^\circ$, $N_s = 7$) та 3 векторів оберненої полярності (середнє: $D = 41,3^\circ$, $I = -6,9^\circ$, $k = 47,2$, $\alpha_{95} = 18,2^\circ$, $N_s = 3$). Розраховане значення кута між середніми антиподальними напрямками ($\gamma = 8,60^\circ$) є меншим, ніж критичний кут ($\gamma_c = 9,37^\circ$), що є позитивним результатом тесту з класом «Б» (McFadden & McElhinny, 1990). Позитивний результат тесту надає додаткові аргументи щодо первинності ХКН, відсутності систематичного накладання на ХКН вторинних компонент J_n та (наряду із оцінкою значення дисперсії S) вказує на допустимість застосування гіпотези геоцентричного осьового диполя при інтерпретації результатів.

Під час процедури T -чистки, як і у випадку термомагнітних досліджень (див. пункт 4.2.1), при високих температурах часто спостерігається помітне збільшення значення χ . Зростання χ починається після $450\text{--}500^\circ\text{C}$ (див. рис. 5.1а, в та 5.2а–в). Після завершення T -чистки для деяких зразків величини χ залишаються сталими, але для більшості спостерігається збільшення χ на $10\text{--}20\%$ у анортозитах (див. рис. 5.1 та 4.4) та до $40\text{--}90\%$ – у олівінових габро (див. рис. 5.2 та 4.5), а для окремих зразків спостерігається екстремальне збільшення значення χ аж до 5 і більше разів відносно початкового (див. рис. 4.4, зразок 20-223-2). Збільшення значення χ під час нагріву обумовлене новоутвореннями майже стехіометричного магнетиту та/або магнетиту із невеликою домішкою Ti та, можливо, титаномангнетиту (див. пункт 4.2.1). Імовірно, нова феромагнітна фаза утворюється за рахунок температурного окиснення олівінів (Champness, 1970; Hoyer & O'Reilly, 1973; Mackwell, 1992) та піроксенів. Оскільки зразки під час досліджень екрановані від зовнішнього магнітного поля, ці новоутворення не ускладнюють виділення ХКН,

однак можуть значно спотворювати результати процедури Тельє-Косе (див. підрозділ 5.2). Рідше при нагрівах до високих температур значення χ майже не змінюється (див. рис. 5.1б).

Аналіз результатів діаграм магнітних чисток зразків гранітів точок відбору № 5, 12, 18, 19 показав їх палеомагнітну неінформативність (рис. 5.4; табл. Г.1). Впевнено виділяється тільки в'язка НТК (T_{ub} до 250–400 °C), напрямком якої близький до СМПЗ (див. рис. 5.3а). Тільки для гранітів точки № 19 прослідковується відносно високотемпературна компонента (T_{ub} до 520 °C), однак за напрямком вона відповідає НТК (рис. 5.4г; див. табл. Г.1 та рис. Г.4).



Примітка. Див. примітку до рис. 5.1.

Рисунок 5.4. Приклади розмагнічування зразків гранітів T -чисткою.

Враховуючи нові результати палеомагнітних, а також магнітно-мінералогічних та мікроскопічних досліджень (див. підрозділ 4.2) можна зробити висновок, що ХКН за всіма ознаками має термозалишкову природу і є первинною як в олівінових габро, так і в анортозитах (див. табл. 5.1). Встановлено, що носієм ХКН є тонкодисперсний голкоподібний та рейкоподібний магнетит та титаномagnetит із невеликою домішкою Ti . Ці мінерали приурочені до орієнтованих екзолюційних систем у плагіоклазах і піроксенах та перебувають в одно- та псевдооднодоменному магнітному стані. На первинність ХКН вказує наступне:

1) для різних точок відбору виділяється високотемпературна термозалишкова біполярна антиподальна ХКН, яка проходить тест обернення з параметрами $\gamma = 8,60^\circ$ та $\gamma_c = 9,37^\circ$, що відповідає позитивному результату тесту із класом «Б» (McFadden & McElhinny, 1990);

2) носієм ХКН є ізольовані пластинчасті дрібнозернисті одно- та псевдооднодоменні зерна магнетиту (титаномagnetиту) в структурах розпаду твердого розчину плагіоклазів і піроксенів;

3) нові палеомагнітні полюси добре узгоджуються із визначеннями, отриманими для інших близьких за віком порід Волинського та Інгульського мегаблоків УЩ (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001, 2010; Bakhmutov et al., 2023).

Кінцевою метою палеомагнітного дослідження є визначення та відображення положення палеомагнітного полюса, який обчислюється на основі сукупності ВГП, розрахованих для кожної точки відбору. Основним етапом інтерпретації є перехід від середніх напрямків ХКН кожної точки відбору до розрахунку ВГП. Кожен такий полюс відображає положення геомагнітного диполя на момент формування породи в конкретній точці відбору. На практиці навіть ансамбль надійних ВГП має певний розкид, що може бути зумовлено впливом вікових варіацій, невизначеністю при виконанні структурних корекцій, похибками первинної орієнтації зразків, недосконалою пробопідготовкою, інструментальними похибками при

вимірюваннях, впливом вторинних компонент намагніченості або іншими неврахованими ефектами.

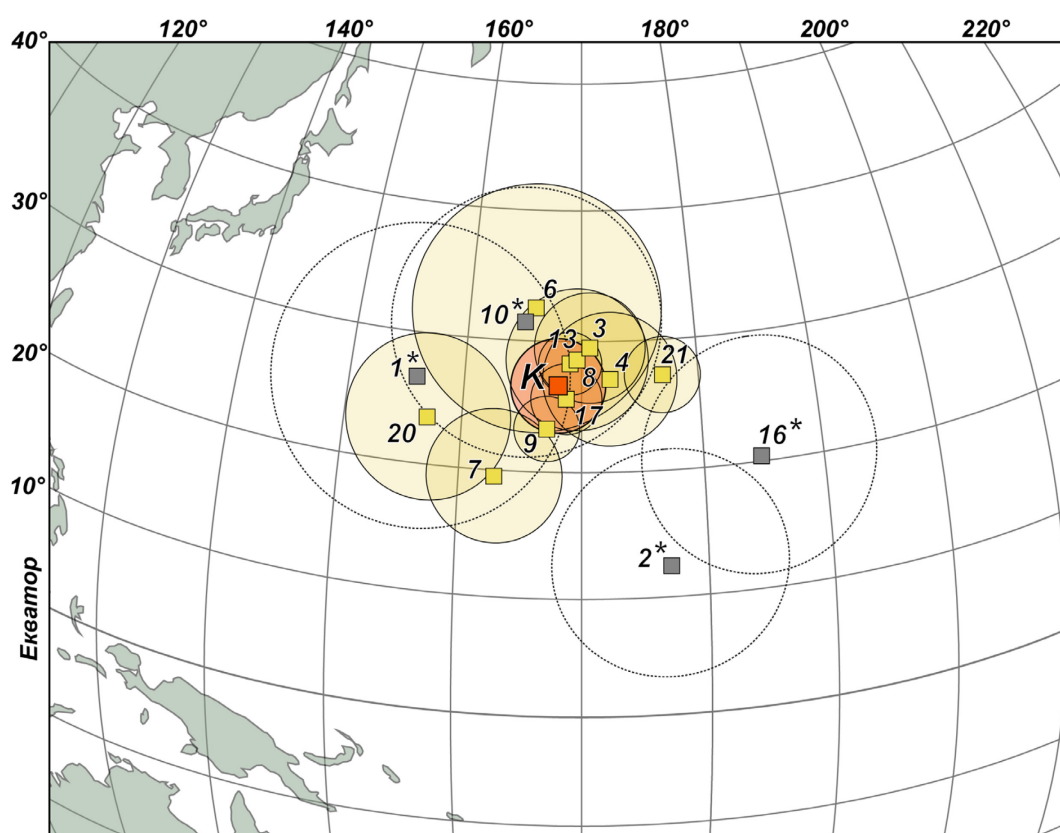
Сукупність отриманих ВГП (табл. 5.2) аналізується на предмет згрупованості та відповідності критеріям палеомагнітної надійності (Van der Voo, 1990; Таухе, 2010), що є необхідною умовою для подальшого обчислення середнього палеомагнітного полюса для всього досліджуваного геологічного тіла чи структурного блоку. При цьому розкид положень окремих ВГП навколо середнього значення дає можливість оцінити амплітуду вікових варіацій геомагнітного поля в досліджуваний період часу. Для інтервалу геологічного часу, в межах якого індивідуальні ВГП точок відбору однієї структури утворюють чітку групу, обчислюється середній палеомагнітний полюс. При цьому кожен окремий полюс розглядається як одиничний вектор, а фінальний розрахунок середнього положення виконується із застосуванням статистики Фішера (Fisher, 1953).

Таблиця 5.2. Параметри віртуальних геомагнітних полюсів, розрахованих за середніми векторами ХКН

№ п.п.	№ точки відбору	Порода	Параметри ВГП				$\varphi_{\text{pal}}, ^\circ$
			$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	$dp/dm, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	
1	1*	Анортозити	26,6	155,9	8,3/16,6	11,7	0,3
2	2*	Анортозити	12,5	177,0	7,0/11,9	9,1	21,1
3	3	Габро олівінові	29,5	170,7	3,0/5,9	4,2	3,2
4	4	Анортозити	27,1	172,4	3,6/7,1	5,1	6,0
5	6	Анортозити	32,5	165,9	6,7/13,4	9,5	1,3
6	7	Анортозити	19,5	162,9	3,7/7,2	5,2	-9,3
7	8	Габро олівінові	28,3	169,0	1,7/3,4	2,4	3,7
8	9	Анортозити	23,3	167,1	3,8/3,5	2,5	7,4
9	10*	Анортозити	31,4	165,0	7,3/14,5	10,3	-0,6
10	13	Анортозити	28,6	169,6	3,8/7,5	5,4	3,6
11	16*	Анортозити	20,4	184,7	6,8/12,3	9,2	16,0
12	17	Габро олівінові	25,6	168,7	1,9/3,8	2,7	6,1
13	20	Діабази	23,6	157,1	4,5/9,0	6,4	-2,6
14	21	Анортозити	27,3	176,9	2,1/4,1	2,9	7,1

Примітка. Φ, Λ – широта і довгота віртуального геомагнітного полюса; dp/dm – півосі еліпса довіри для віртуального геомагнітного полюса при 95%-ій імовірності; A_{95} – круг довіри для ВГП при 95%-ій імовірності; φ_{pal} – палеоширота Волинського мегаблоку УЩ. № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.1–5.4 та табл. 5.1, 5.2 і Г.1. Зірочкою (*) біля № точки відбору позначено ВГП, які було виключено із інтерпретації (пояснення див. у тексті).

З урахуванням вищевикладеного, для подальшої інтерпретації і розрахунку палеомагнітних полюсів прийнято середні напрямки ХКН для точок відбору № 3, 4, 6–9, 13, 17, 20 та 21. Розраховані віртуальні палеомагнітні полюси представлені у таблиці 5.2 і Г.1 та на рисунку 5.5. Відповідний середній палеомагнітний полюс (полюс К) віком близько 1,76 млрд років має такі параметри: $\Phi = 26,6^\circ$, $\Lambda = 168,0^\circ$, $A_{95} = 3,6^\circ$, $N_s = 10$ (рис. 5.5). Індекс якості за Ван дер Ву $Q_v = 6$. Згідно отриманих даних, Волинський мегаблок під час утворення досліджуваних порід займав екваторіальні палеошироты (φ_{pal}).



Примітка. Жовтими квадратами показано положення ВГП з довірчими інтервалами A_{95} , цифри біля полюсів відповідають № точок відбору згідно з рис. 2.2, 5.1–5.3 та табл. 5.1. Оранжевим квадратиком показано середній палеомагнітний полюс (К). Зірочкою (*) та сірим кольором з пунктирним A_{95} відмічені полюси, які було виключено із інтерпретації.

Рисунок 5.5. Нові віртуальні палеомагнітні полюси, розраховані за найбільш надійними напрямками ХКН.

5.2. Палеонапруженість геомагнітного поля

Еволюція магнітного геодинамо, зокрема час зародження внутрішнього твердого ядра, залишається однією з найбільш дискусійних проблем геофізики

(Biggin et al., 2015; Lloyd et al., 2021b, 2022; Tarduno et al., 2025), розв’язання якої спирається на аналіз довготривалих варіацій геомагнітного поля та верифікацію гіпотези геоцентричного осьового диполя. Незважаючи на фундаментальне значення дипольної моделі для палеогеографічних реконструкцій, потенційна наявність недипольних компонент та режимів критично низької напруженості поля у докембрії створює суперечливі сценарії його розвитку, що посилюється дефіцитом надійних експериментальних даних для протерозою (Bono et al., 2022a).

У світових базах палеомагнітних даних накопичено значний обсяг визначень палеонапруженості геомагнітного поля (B_{pal}), які вказують на вкрай низьку інтенсивність (лише кілька мкТл) та аномальну поведінку поля в едіакарії та мезопротерозої (Biggin et al., 2015; Bono et al., 2019; Thallner et al., 2022). Це ставить перед дослідниками питання про те, чи зберігався дипольний характер поля за таких низьких значень інтенсивності. Теоретично існує ймовірність виникнення і мультипольного поля, і значних недипольних складових (Driscoll, 2016). Для повної реконструкції властивостей давнього геомагнітного поля необхідні знання як про його напрямок, так і про напруженість, що є однією з причин актуальності спільного аналізу палеомагнітних напрямків та B_{pal} , визначених на тих самих надійно датованих породах. Однак при будь-якому узагальненні палеомагнітних даних і даних B_{pal} слід враховувати, що надійність висновків залежить від обсягу та якості аналізованих даних. У цьому сенсі анортозити і габро Коростенського плутону, палеомагнітна інформативність яких доведена, є оптимальним для проведення таких досліджень.

Теоретичною основою визначення B_{pal} є модель Л. Несля (Néel, 1955), яка заснована на прямо пропорційній залежності між термозалишковою намагніченістю (ТЗН) або парціальною ТЗН (ПТЗН) однодоменних зерен магнетиту та напруженістю намагнічуючого поля. Різні підходи до визначення B_{pal} базуються на методиці Тельє (Thellier, 1938) та її різних модифікаціях (Valet, 2007; Таухе, 2010). Однак у сучасній палеомагнітній практиці найбільш достовірною вважається модифікація Тельє–Кое (Thellier & Thellier, 1959; Coe, 1967) з обов’язковим виконанням процедури контролю стабільності ПТЗН («pTRM-

check») (див. пункт 3.2.2). Ця модифікація дозволяє отримувати додаткові кількісні статистичні критерії для оцінювання достовірності отриманих визначень B_{pal} (Leonhardt et al., 2004; Paterson et al., 2014). Перевагою цієї модифікації є гарне методичне обґрунтування та достовірність отриманих даних (за умови відповідності певним критеріям надійності), тоді як головними недоліками залишаються значна тривалість та трудомісткість експерименту.

Наявність у досліджуваних породах ХКН термозалишкової природи (див. підрозділ 5.1), носіями якої є одно- або псевдооднодоменні зерна магнетиту, дозволяє застосовувати процедуру Тельє-Коє для визначення B_{pal} . Процедура включає перевірки ПТЗН «pTRM check» (Prévot et al., 1985) та перевірки «хвостів» «pTRM-tail check» (Riisager & Riisager, 2001). Методика експерименту описана у пункті 3.2.2, протокол експерименту представлено у таблиці А.1.

5.2.1. Критерії оцінки достовірності отриманих результатів

Наразі впроваджено низку наборів кількісних і якісних критеріїв для комплексної оцінки достовірності результатів визначення B_{pal} для різних протоколів (модифікацій) процедури Тельє (Leonhardt et al., 2004; Paterson et al., 2014). У даній роботі оцінка результатів виконувалася з використанням кількісних критеріїв селекції визначень, описаних в «Standard Paleointensity Definitions v1.2.0» (Paterson et al., 2014). Щоб визначення B_{pal} було прийнято для інтерпретації, використовувалися критерії та їхні граничні допуски, які зазвичай застосовуються при вивченні докембрійських порід (Lloyd et al., 2021b; Bristol et al., 2025). Так, достовірними визначеннями вважалися ті, що відповідають наступним критеріям селекції:

1) максимальне кутове відхилення (МКВ; Kirschvink, 1980) вектора ХКН в інтервалі апроксимації становить $< 10^\circ$ для результатів класу «А» та $< 15^\circ$ для класу «Б»;

2) різниця між вільним та прив'язаним до початку координат вектором ХКН (α_d), розрахована для температурного інтервалу апроксимації на діаграмі Арай-Нагата, становить $< 15^\circ$;

- 3) кількість вимірювань (n_p), використаних для визначення B_{pal} , становить ≥ 4 ;
- 4) частка векторної суми змін J_n в межах інтервалу апроксимації до векторної суми змін J_n в межах усього температурного інтервалу розмагнічування (FRAC; Shaar & Tauche, 2013) становить ≥ 0.35 для результатів класу «А» та $\geq 0,25$ для результатів класу «Б»;
- 5) параметр розсіювання точок відносно відрізка апроксимації (β ; Coe et al., 1978) становить $< 0,10$;
- 6) кількість контрольних точок перевірки ПТЗН («pTRM-checks») $N_{pTRM} \geq 2$;
- 7) максимальна абсолютна різниця, отримана під час перевірки ПТЗН, нормована на повну ТЗН (δCK ; Leonhardt et al., 2004), становить $\leq 15\%$ для класу «А» та $\leq 20\%$ для класу «Б»;
- 8) максимальна абсолютна різниця, отримана під час перевірки ПТЗН, нормована на довжину апроксимуючого відрізка (DRAT; Selkin & Tauche, 2000), становить $\leq 15\%$;
- 9) сумарний показник різниць перевірок ПТЗН (CDRAT; Kissel & Laj, 2004), що визначається як відношення суми всіх різниць в межах інтервалу апроксимації до довжини цього інтервалу, становить $\leq 15\%$ для класу «А» та $\leq 20\%$ для класу «Б»;
- 10) кривизна діаграми Араї-Нагата ($|k'|$; Paterson 2011), визначена методом найкращої апроксимації кола («best-fit circle») обраного апроксимаційного відрізка цієї діаграми, становить ≤ 0.48 ;
- 11) максимальна абсолютна різниця, отримана під час перевірки «хвоста» ПТЗН, нормована на J_n (δTR ; Leonhardt et al., 2004), що відображає вплив багатодомених зерен на значення B_{pal} , становить $\leq 15\%$.

5.2.2. Результати процедури Тельє-Кое

Загалом для виконання процедури Тельє-Кое було відібрано 41 зразок із 10 точок відбору (див. табл. Д.1). При відборі зразків перевага віддавалася тим, які продемонстрували найбільшу палеомагнітну стабільність та інформативність (мінімальні мінералогічні перетворення в ході T -чистки, не аномальні значення

АМС, надійне визначення векторів ХКН). Анортозитами представлено 28 зразків (точки відбору № 4, 7, 9, 10, 16 та 21), габро представлено 9 зразками (точки № 3, 8, 17), а діабазами точки № 20 – 4 зразки.

За результатами експерименту апроксимуючі ділянки для розрахунку B_{pal} на діаграмах Араї-Нагата обиралися виключно в діапазонах блокуючих та деблокуючих температурних інтервалів ТЗН та $J_n (T_{\text{b-ub}})$, де виділяються лінійні ділянки ХКН. Розрахунок віртуальних дипольних моментів (ВДМ) виконувався за стандартною формулою (Bono et al., 2022a):

$$\text{ВДМ} = \frac{2\pi}{\mu_0} B_{\text{pal}} R^3 \sqrt{1+3\cos^2 I},$$

де μ_0 – магнітна проникність вакууму, R – радіус Землі, I – палеонахилення. За палеонахилення було прийнято середнє нахилення ($I = 9,4^\circ$), розраховане за найбільш надійними напрямками ХКН (див. підрозділ 5.1).

Результати досліджень представлені у таблицях 5.3, Д.1 та на рисунку 5.6. Із 41 зразка апроксимуючі відрізки були визначені для 36 зразків (див. табл. Д.1), а селекцію за критеріями достовірності пройшли усього 9 зразків (клас «А» – 6, клас «Б» – 3) (табл. 5.3).

Таблиця 5.3. Результати визначення B_{pal} , які відповідають критеріям селекції

№ п.п.	№ точки відбору	Зразок	Клас	$T_{\text{b-ub}}, ^\circ\text{C}$	$B_{\text{pal}},$ мкТл	$\sigma B_{\text{pal}},$ мкТл	ВДМ, $10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$	Середній ВДМ, $10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$
1	4	20-219-1	А	490–530	12,90	$\pm 0,77$	3,31	3,31
2	7	20-395-2	Б	510–560	5,20	$\pm 0,31$	1,34	1,34
3	9	20-454-1	А	500–560	12,20	$\pm 0,49$	3,13	3,13
4	21	20-478-2	Б	490–550	21,00	$\pm 1,05$	5,39	(А) $5,98 \pm 1,54$
5		20-484-2	А	510–550	16,20	$\pm 1,13$	4,16	
6		20-485-2	А	460–550	20,50	$\pm 1,64$	5,27	
7		20-490-2	Б	490–570	36,20	$\pm 1,81$	9,30	(А+Б) $6,44 \pm 1,85$
8		20-498-2	А	430–550	28,50	$\pm 1,71$	7,32	
9		20-500-2	А	510–540	28,00	$\pm 2,52$	7,19	

Примітка. Клас – клас надійності визначення B_{pal} згідно зі встановленими допусками критеріїв достовірності («А» – більш надійний); $T_{\text{b-ub}}$ – температурний блокуючий та деблокуючий інтервали ТЗН та J_n , в межах яких обрано апроксимуючу ділянку для розрахунку B_{pal} ; σB_{pal} – середньоквадратичне відхилення визначення B_{pal} . № точки відбору відповідає рис. 2.2 та табл. 5.1, 5.2 і Д.1.

Значення B_{pal} для всієї колекції варіюються в широких межах від 0,84 мкТл до 36,2 мкТл (див. табл. Д.1; рис. 5.6). Розподіл при цьому не є рівномірним, медіанне та середнє значення B_{pal} становить відповідно 9,86 мкТл та 12,76 мкТл. При цьому спостерігаються дві моди: одна в діапазоні 7,5–10 мкТл, друга – 0–2,5 мкТл. Якщо розглядати тільки визначення, що пройшли відбір за критеріями селекції, то значення B_{pal} класу «А» та «Б» вибірки звужуються до інтервалу 5,2–36,2 мкТл, а значення класу «А» – до 12,2–28,5 мкТл.

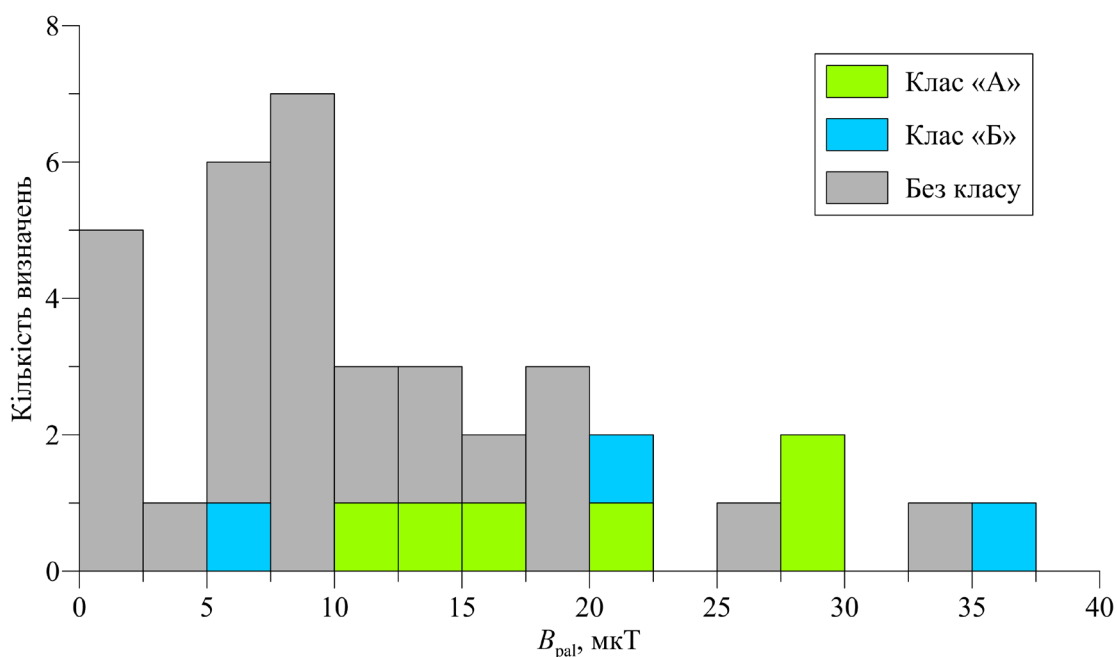


Рисунок 5.6. Гістограма розподілу отриманих визначень B_{pal} класу «А» (зеленим), «Б» (синім) та без класу (сірим).

Зміщення значень B_{pal} зразків у бік зменшення (особливо в діапазон 0–3 мкТл) пояснюється інтенсивними новоутвореннями феромагнітних мінералів, що значно збільшує значення параметрів $\delta\text{СК}$, DRAT та CDRAT і виводить їх за межі допустимих на десятки % (див. табл. Д.1). Приклади діаграм Араї-Нагата для відбракованих зразків з ненадійними результатами показано на рисунку 5.7. Як було встановлено (див. підрозділ 4.2. та 5.1), новоутворення представлені переважно магнетитом, який при збільшенні температур в ході експерименту утворюється все інтенсивніше, і переважно його утворення починає відбуватися при досягненні 450 °С та вище, тобто в діапазонах $T_{\text{b-ub}}$. Це закономірно спричиняє

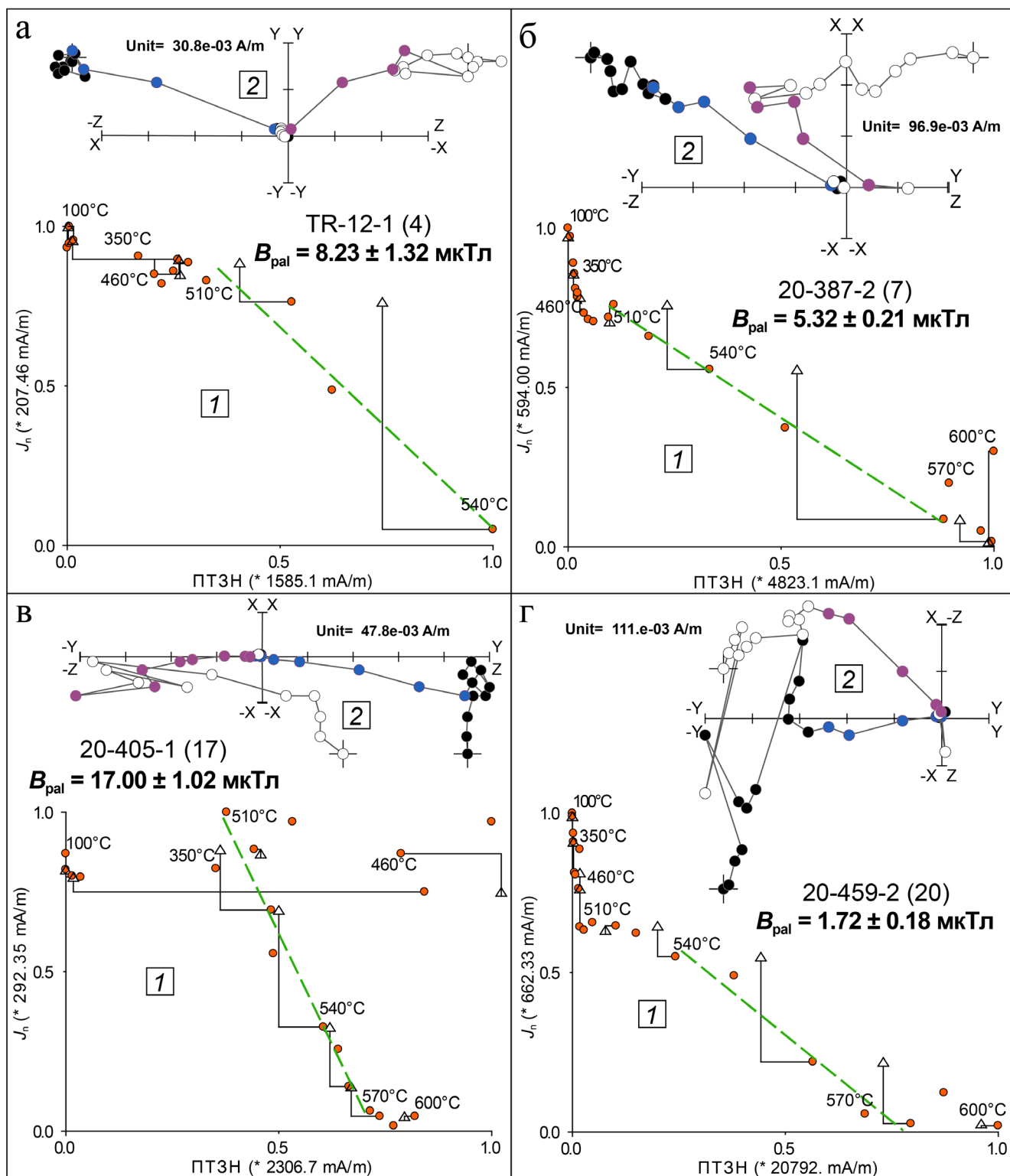
інтенсивне збільшення значень ПТЗН, яка набувається у полі B_{lab} , що в свою чергу зменшує величину відношення $J_n/ПТЗН$ і відповідно значно знижує значення оцінки B_{pal} (рис. 5.7а, б, г).

Також до спотворення оцінки B_{pal} може призводити вплив багатодомених зерен магнетиту, який супроводжується збільшенням δTR , що характерно для зразків габро (рис. 5.7в). Наявність більшої (порівняно з анортозитами) багатодоменої фракції магнетиту в олівінових габро добре узгоджується з тестом Лоурі (див. рис. 4.7) та характером їх J_n (див. підрозділ 5.1).

В цілому, анортозити закономірно виявилися більш інформативними, ніж габро, що пояснюється меншою палеомагнітною стабільністю останніх. Усі 9 визначень, які пройшли селекцію і відповідають класам достовірності «А» та «Б», отримані для анортозитів (рис. 5.8; див табл. 5.3). При цьому по одному визначенню отримано для точок відбору № 4, 7 та 9, тоді як для точки № 21 отримано 6 визначень. Визначення B_{pal} класу «А» отримані по одному для точок № 4 та 9 (рис. 5.8а, б), та 4 – для точки відбору № 21 (рис. 5.8в, г).

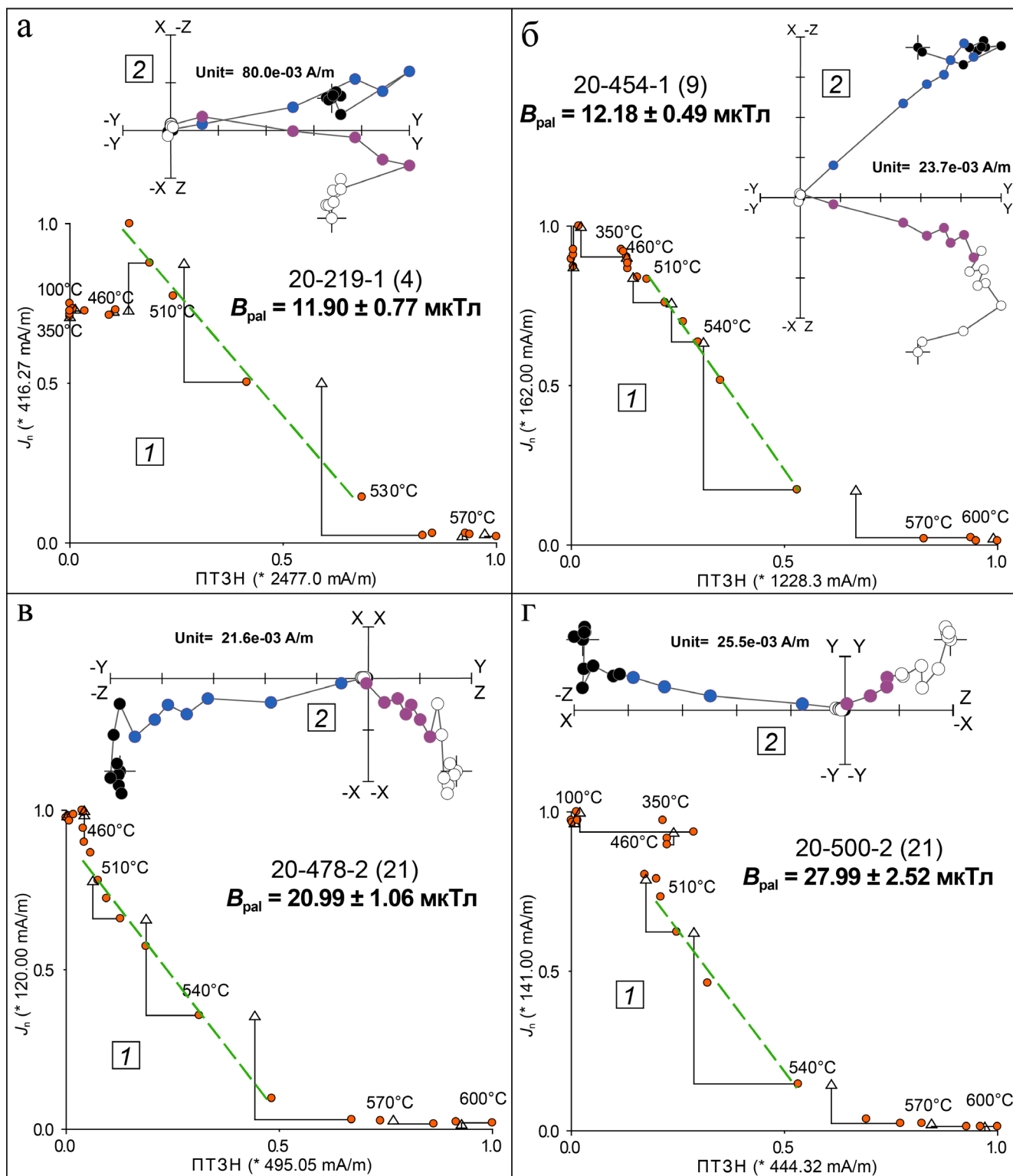
Однак навіть після селекції визначень розкид значень залишається відносно великим. Для точок відбору № 4, 7 та 9 отримані значення B_{pal} лежать в межах 5,20–12,90 мкТл (в середньому 10,10 мкТл), а для точки № 21 значення приблизно у два рази більші та знаходяться в інтервалі 16,20–36,20 мкТл (в середньому 25,07 мкТл). Такий розкид між різними точками відбору можна пояснити як варіаціями давнього магнітного поля під час утворення досліджуваних порід (Lloyd et al., 2021a), так і особливостями самих гірських порід. Слід також зауважити, що отриманих результатів недостатньо (окрім визначень для точки відбору № 21) для виведення середніх по точках відбору оцінок B_{pal} .

Для точки № 21, враховуючи кількість визначень, можна розрахувати середні значення і відхилення (див. табл. 5.3). Так, беручи усі 6 визначень точки №21 отримуємо значення $B_{pal} = 25,07 \pm 7,22$ мкТл, а за 4 визначеннями тільки класу «А» $B_{pal} = 23,3 \pm 5,98$ мкТл. Враховуючи достатню вибірку визначень точки № 21, визначення класу «А» приймається для подальшої інтерпретації. Відповідна величина ВДМ становить $(5,98 \pm 1,54) \cdot 10^{22}$ А·м².



Примітка. 1 – діаграми Арай-Нагата з точками співвідношення втрати J_n до набуття ПТЗН (оранжеві кружечки) та лінія апроксимації в діапазоні T_{b-ub} (зелений пунктир); 2 – ортогональні проєкції векторів J_n на горизонтальній (чорні та сині кружечки) і вертикальній площинах (білі та фіолетові кружечки), кольорові кружечки відображають інтервал T_{b-ub} . Над значенням B_{pal} наведено назву зразка і (в дужках) № точки відбору відповідно до рис. 2.2 та табл. Д.1 і 5.3.

Рисунок 5.7. Результати процедури Тельє-Коє у вигляді діаграм Арай-Нагата (знизу) та діаграм Зйдервельда (зверху) для відбракованих зразків анортозитів (а, б), олівінових габро (в) та діабазів (г)

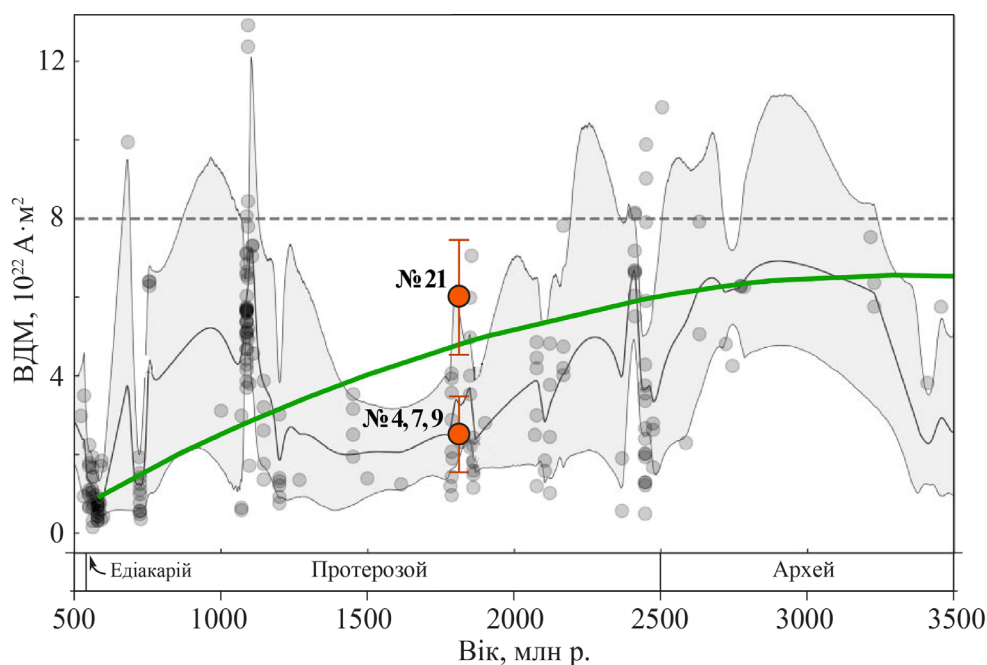


Примітка. Див. примітку до рис. 5.7.

Рисунок 5.8. Результати процедури Тельє-Кое у вигляді діаграм Арай-Нагата (знизу) та діаграм Зйдервельда (зверху) для зразків анортозитів, для яких було отримано визначення класу «А» (а, б, г) та «Б» (в).

Враховуючи близькість значень B_{pal} для точок відбору № 4, 7 та 9, можна розрахувати середнє – $B_{\text{pal}} = 10,10 \pm 4,26$ мкТл (за класом «А» та «Б»), а відповідне значення ВДМ = $(2,59 \pm 1,09) \cdot 10^{22}$ А·м².

Характерні значення ВДМ для палеопротерозою, оцінені за результатом аналізу палеомагнітних баз даних (Bono et al., 2019; Tarduno et al., 2025), знаходяться в межах $3\text{--}6 \cdot 10^{22}$ А·м² (рис. 5.9). Нові дані, отримані для анортозитів Коростенського плутону, вкладаються у цей діапазон і не суперечать моделям, відповідно до яких геомагнітне поле у палеопротерозої мало меншу інтенсивність, ніж сучасне магнітне поле Землі (Bono et al., 2022b).



Примітка. Оранжеві кружечки – нові ВДМ, цифри біля них – № точок відбору, за якими вони розраховані; сірі кружечки – визначення ВДМ із бази даних PINT (Bono et al., 2022a) з індексом QPI ≥ 3 . На задньому плані суцільною сірою лінією показано середній дипольний момент згідно з моделлю MCADAM.1b (Bono et al., 2022b) та 95-відсотковий довірчий інтервал (залита область). Зеленою лінією показано тенденцію до ослаблення напруженості докембрійського геомагнітного поля згідно (Bono et al., 2019). Пунктирна лінія представляє середню сучасну напруженість поля.

Рисунок 5.9. Напруженість геомагнітного поля протягом докембрію та нові ВДМ (оранжеві кружечки). Адаптовано з (Bristol et al., 2025).

Відповідно до нових даних, отриманих для 7 зразків із 4 точок відбору (див. табл. 5.3), близько 1,76 млрд років тому величина ВДМ складала $(2,59\text{--}5,98) \cdot 10^{22}$ А·м². Такі значення відповідають загальному тренду зміни

напруженості геомагнітного поля у докембрії (рис. 5.9). Нові дані добре співвідносяться з даними, отриманими для інших порід, сформованих у пізньому палеопротерозої (див. (Chiara et al., 2017; Bristol et al., 2025) та посилання в них). Помітний розкид визначень B_{pal} між точками відбору, базуючись на оцінках варіацій дипольного моменту в докембрії (Lloyd et al., 2021a), можна пояснити природними геомагнітними процесами. Отримані значення ВДМ узгоджуються із останніми аналізами розподілу варіацій, інверсій та палеонахилень геомагнітного поля, згідно з якими для більшої частини протерозою існувало відносно стабільне геоцентричне аксіальне дипольне поле (Veikkolainen & Pesonen, 2014; Veikkolainen et al., 2014; Biggin et al., 2020).

Однак отримані визначення, які задовольняють сучасним критеріям надійності, характеризуються незадовільною кількістю у вибірці (для усіх точок відбору, крім № 21), тому отримані дані потребують подальшого уточнення. Якість отримуваних в ході процедури Тельє-Коє даних, як і відносну кількість достовірної вихідної інформації про давнє геомагнітне поле, в даному випадку можна покращити шляхом удосконалення протоколу експерименту.

Більшість визначень B_{pal} були забраковані за критеріями $\delta\text{СК}$, DRAT та CDRAT, які відображають мінеральні зміни феромагнетиків у породі під час нагрівання. Такі зміни підтверджуються також результатами петро- та палеомагнітних досліджень. Враховуючи, що основною проблемою є новоутворення магнетиту, необхідно нівелювати цей ефект. Досягти цього можна, наприклад, прискоренням циклу нагрів–охолодження та збільшенням кроків між нагріваннями у неінформативних інтервалах $T_{\text{b-ub}}$. Оскільки процеси новоутворення магнетиту можуть бути пов'язані, здебільшого, із окисненням олівінів, перспективним у майбутніх дослідженнях може бути проведення експериментів на монокристалах плагіоклазів (Tarduno et al., 2007).

Висновки до розділу 5

В результаті палеомагнітних досліджень порід Коростенського плутону було виділено високотемпературну характеристичну компоненту намагніченості, носієм

якої є магнетит та титаномagnetит з невеликою домішкою Ti. Ця характеристична компонента за всіма ознаками має термозалишкову природу і є первинною як в олівінових габро, так і в анортозитах. Первинність цієї компоненти підтверджується магнітно-мінералогічними дослідженнями, гарною узгодженістю із визначеннями (зокрема тими, що мають позитивні результати польових тестів), отриманими для інших близьких за віком порід Волинського та Інгульського мегаблоків Українського щита, та позитивним результатом тесту обернення. На основі отриманих палеомагнітних напрямків характеристичної компоненти намагніченості розраховано новий палеомагнітний полюс віком 1,76 млрд років, який відповідає сучасним критеріям надійності і може бути запропонований як референтний («ключовий»).

Для окремо вибраних найбільш інформативних зразків отримані визначення палеонапруженості геомагнітного поля та розраховані відповідні віртуальні дипольні моменти. Отримані результати вказують на те, що 1,76 млрд років тому інтенсивність геомагнітного поля була вдвічі меншою за сучасну. Такі значення вкладаються у загальний тренд зміни дипольного моменту Землі у протерозої. Враховуючи також позитивний результат тесту обернення та виконану оцінку амплітуди вікових варіацій, яка відповідає дипольній моделі для докембрію, гіпотеза геоцентричного осьового диполя може бути застосована для виконання палеогеографічних реконструкцій, принаймні для палеопротерозою.

6. ТРАЄКТОРІЯ ПОЗІРНОЇ МІГРАЦІЇ ПОЛЮСА ТА ПАЛЕОТЕКТОНІЧНА РЕКОНСТРУКЦІЯ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ У ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЇ

6.1. Вибірка палеомагнітних полюсів та траєкторія позірної міграції полюса

Наявність деталізованих траєкторій позірної міграції полюса (ТПМП) (див. підрозділ 1.1) для основних тектонічних блоків Землі дозволяє виконувати глобальні палеотектонічні реконструкції та досліджувати суперконтинентальні цикли, знаходити зв'язок тектонічних рухів із глибинними геодинамічними процесами – мантийною конвекцією та плюмами (Torsvik et al., 2016; Mitchell et al., 2020, 2021), істинною міграцією полюса (Doubrovine et al., 2012; Tserklevych et al., 2018), палеокліматом (Сао et al., 2019) тощо. На сьогодні побудовані ТПМП основних кратонів для фанерозою і виконані палеотектонічні реконструкції відносного положення різних блоків земної кори (Torsvik et al., 2012), хоча вони не є досконалими і місцями потребують уточнень, особливо для палеозою. Активно досліджується і докембрій (Pesonen et al., 2012; Merdith et al., 2017; Veikkolainen et al., 2017), однак докембрійські ділянки ТПМП є досить невизначеними і мають сегментарний характер, а зв'язок фанерозойських частин ТПМП з її докембрійськими фрагментами є проблематичним. Через малу кількість докембрійських об'єктів, придатних для проведення палеомагнітних досліджень, і недостатню кількість надійних визначень віку сучасними ізотопно-геохронологічними методами, побудова ТПМП для докембрію є досить актуальною проблемою.

У даній роботі вибірка палеомагнітних визначень для реконструкції Східноєвропейської платформи (СЄП, палеоконтинент Балтика) здійснювалась із використанням баз палеомагнітних даних «Global Paleomagnetic Database» (Pisarevsky, 2005), «Magnetics Information Consortium» (Jarboe et al., 2012) та «Precambrian database PALEOMAGIA» (Veikkolainen et al., 2017). Селекція визначень виконувалася відповідно до сучасних критеріїв надійності

палеомагнітних визначень (Van der Voo, 1990; Buchan, 2013) (див. підрозділ 1.2), особлива увага приділялась геохронологічним даним та наявності польових тестів палеомагнітної стабільності. Полярність полюсів обиралась за принципом найменшої відстані між хронологічно найближчими полюсами, щоб відповідати адекватним розрахунковим швидкостям широтного дрейфу та кутового обертання. Палеогеографічні реконструкції, а також розрахунки орієнтаційних та кінематичних параметрів ССП, виконувались із використанням програм PMGSC (Enkin, 2004), GMAP2012 (Torsvik & Smethurst, 1999) та GPlates (Müller et al., 2018).

Вибірку полюсів для палеопротерозою Балтики та її сегментів наведено у таблиці 6.1, а на рисунку 6.1 представлено відповідну модель ТПМП (Cherkes, 2025). Із 42 визначень 26 полюсів вибірки мають індекс якості Ван дер Ву (Q_v) в межах $4 \leq Q_v \leq 5$, а для 12 полюсів показник $Q_v \geq 6$.

Таблиця 6.1. Вибірка палеомагнітних полюсів для палеопротерозою ССП (Балтики) та її сегментів

Індекс полюса	Вік, млн р,	$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	Q	Посилання
<i>Сарматія</i>						
1	2078	12,0	172,0	5,0	4	Iosifidi et al, 1999
2	2067	15,7	182,9	12,4	4	Elming et al, 2010
NM	2035	43,4	141,9	6,2	4	Cherkes et al, 2023b
3	2000	64,4	140,4	12,7	4	Elming et al, 2010
BM	1987	47,5	144,9	5,2	4	Cherkes et al, 2023b
4	1765	28,8	169,8	4,4	7	Elming et al, 2010
5	1760	30,2	177,6	2,8	6	Kravchenko, 2005
K	1760	26,6	168,0	3,6	6	ця робота; Cherkes, 2025
KNP	1750	22,7	167,4	3,3	6	Bakhmutov et al, 2023
6	1740	20,5	167,4	5,6	6	Elming et al, 2001
7	1720	10,7	163,2	10,2	5	Elming et al, 2010
<i>Фенноскандія</i>						
8	2449	-12,7	247,5	9,6	5	Shcherbakova et al, 2017
9	2446	-19,9	278,7	6,1	5	Mertanen et al, 1999
10	2295	-17,4	262,3	9,8	6	Mertanen et al, 2006b
11	2058	24,7	300,8	16,4	6	Torsvik & Meert, 1995
12	1970	44,4	101,5	6,3	5	Lubnina et al, 2017
13	1931	40,2	247,3	6,0	4	Mertanen & Pesonen, 1994
14	1890	42,6	227,9	4,9	3	Elming, 1985

Індекс полюса	Вік, млн р,	$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	Q	Посилання
15	1885	46,9	237,5	3,5	5	Luoto et al, 2023
16	1870	45,7	230,9	5,5	7	Klein et al, 2016
17	1860	54,7	234,7	5,2	5	Veselovskiy et al, 2019
18	1806	43,0	220,0	2,8	5	Elming, 1985
19	1800	49,0	209,0	3,9	5	Elming, 1994
20	1800	50,9	229,1	7,2	4	Mertanen et al, 2006a
21	1786	43,0	233,3	10,9	6	Elming et al, 2009
22	1777	45,7	182,7	8,0	7	Pisarevsky & Bylund, 2010
23	1775	39,7	221,1	4,0	6	Pisarevsky & Sokolov, 2001
24	1775	45,8	218,0	4,9	4	Damm et al, 1997
25	1770	39,7	221,1	4,0	7	Pisarevsky & Sokolov, 2001
26	1767	50,4	222,2	10,2	4	Veselovskiy et al, 2013
27	1751	39,1	216,6	6,7	5	Fedotova et al, 1999
28	1751	40,5	229,8	8,1	4	Fedotova et al, 1999
29	1751	36,2	208,6	5,8	4	Fedotova et al, 1999
30	1751	40,5	227,3	7,5	4	Храмов и др, 1997
31	1751	33,9	214,3	7,3	4	Храмов и др, 1997
32	1751	37,8	210,6	5,5	4	Damm et al, 1997
33	1700	51,6	220,2	4,8	5	Elming et al, 2019
<i>Балтика</i>						
34	1642	26,0	209,0	11,0	6	Salminen et al, 2021
35	1639	28,0	172,0	8,0	3	Salminen et al, 2019
36	1633	26,4	180,0	9,4	4	Mertanen & Pesonen, 1995
37	1630	30,2	175,4	9,4	3	Neuvonen, 1986
38	1614	22,0	147,0	14,0	4	Elming et al, 2009

Примітка. Індекс полюса – індекс палеомагнітного полюса відповідно до рис. 6.1; Φ , Λ – широта та довгота палеомагнітного полюса; A_{95} – інтервал довіри палеомагнітного полюса при 95%-ій імовірності; Q_v – критерій надійності палеомагнітних визначень за (Van der Voo, 1990).

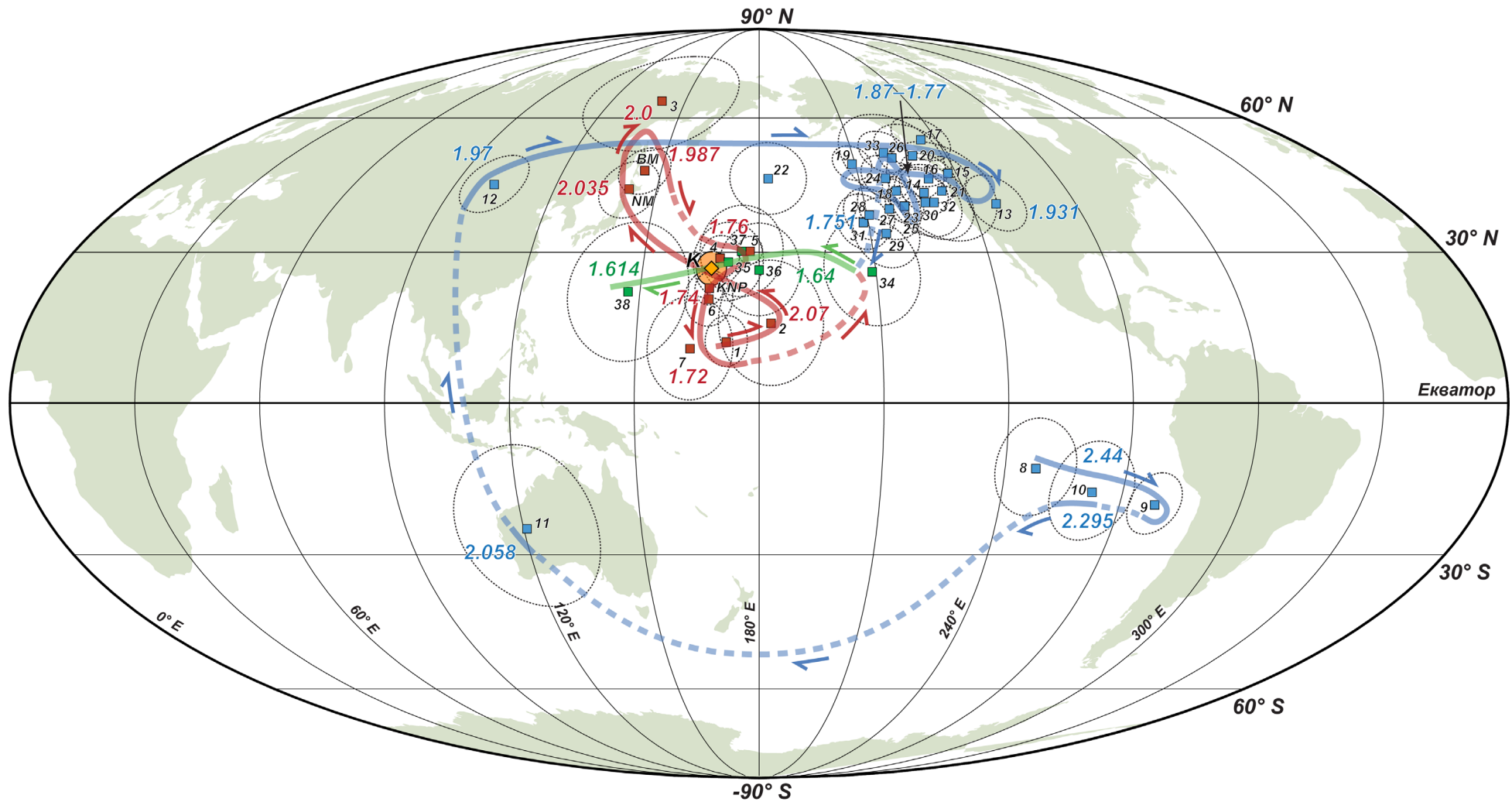
Вибірка для Сарматії налічує 11 полюсів у віковому діапазоні 2078–1720 млн років (рис. 6.1, червоний колір). Ділянка ТПМП починається з полюсів № 1 і 2 віком близько 2,07 млрд років, поступово зміщується на північний захід до полюсів NM (2035 млн років, Новоукраїнський масив Інгульського мегаблоку УЩ) та BM (1987 млн років, Букинський масив Волинського мегаблоку УЩ), а також до полюса № 3, отриманого для дайок північно-західної частини Волинського мегаблоку УЩ. Узгодженість цих полюсів, визначених для порід Волинського та Інгульського мегаблоків УЩ, може вказувати на те, що вони не зазнавали значного зміщення

один відносно одного починаючи з $\sim 2,0$ млрд років тому. Однак кількість і якість палеомагнітних даних для впевнених висновків щодо цього не є достатньою.

Пізніше, після 2 млрд років, дані для сарматського сегменту ТПМП протягом $\sim 0,250$ млрд років відсутні (рис. 6.1, червоний пунктир ТПМП). За геологічними даними, формування Волго-Сарматії в результаті колізії Сарматії та Волго-Уралії відбулося 2,1–2,0 млрд років тому (Bogdanova et al., 2005), тому в подальшому Сарматія розглядається як складова частина Волго-Сарматії. ТПМП Сарматії продовжено досить купчастою групою полюсів К, KNP та № 4–6 віком $\sim 1,76$ – $1,74$ млрд років. Ці полюси, крім полюса KNP, отримані для порід Волинського мегаблоку УЩ.

Як і у випадку з полюсами ВМ та NM віком ~ 2 млрд років, полюси К (1760 млн років, Коростенський плутон Волинського мегаблоку УЩ) та KNP (1750 млн років, Корсунь-Новомиргородський плутон Інгульського мегаблоку УЩ) розташовані дуже близько, що вказує на фіксоване положення цих мегаблоків один відносно одного, починаючи, щонайменше, з часу $1,76$ – $1,75$ млрд років тому. Враховуючи узгодженість полюсів К, KNP та № 4–6 та їхню надійну геохронологічну прив'язку, а також наявність тесту обпеченого контакту для полюса № 4 (Elming et al., 2010), цю групу полюсів можна вважати ключовою і найбільш надійною для палеопротерозою Сарматії. Середній полюс за визначеннями № 4–6, К, та KNP має наступні параметри: $\Phi = 25,8^\circ$, $\Lambda = 169,9^\circ$, $A_{95} = 5,3^\circ$, $N_p = 5$. Закінчується цей сегмент ТПМП полюсом № 7 віком 1,72 млрд років, який дещо зміщений у напрямку екватора. Молодші за віком визначення для Сарматії як для окремого сегменту СЄП відсутні.

За геолого-тектонічними даними остаточне формування Балтики внаслідок амальгамації Фенноскандії та Волго-Сарматії відбулося близько 1,7 млрд років тому (Bogdanova et al., 2005, 2008). Таким чином, продовженням ТПМП Сарматії та Фенноскандії буде ТПМП Балтики (рис. 6.1, зелений колір).



Примітка. Червоні, сині та зелені квадратики – положення палеомагнітних полюсів для Сарматії, Фенноскандії та Балтики відповідно; оранжевий ромбик – нове визначення (K) для Коростенського плутону УЩ. Навколо полюсів штриховою лінією показано відповідні інтервали довіри A_{95} , для нового полюса інтервал A_{95} заливо оранжевим кольором. Чорні індекси біля полюсів відповідають індексам із табл. 6.1. Червоною, синьою та зеленою товстою лінією показано ТПМП для Сарматії, Фенноскандії та Балтики відповідно; штрихова товста лінія позначає інтерпольовані/ненадійні інтервали ТПМП. Великі цифри відповідного кольору біля ТПМП вказують на вік ділянки ТПМП в млрд років.

Рисунок 6.1. Вибірка палеомагнітних визначень та модель ТПМП для палеопротерозою Балтики.

Вибірка для Фенноскандії налічує 26 визначень віком 2449–1700 млн років (рис. 6.1, синій колір), більша частина з яких відповідає віковому діапазону 1800–1750 млн років. В інтервалі 2,45–1,97 млрд років ТПМП має значні перерви – вона визначається лише за 5 поодинокими визначеннями, а саме: двома полюсами № 8 та 9 віком близько 2450 млн років, полюсом № 10 віком 2295 млн років, а також полюсами № 11 та 12 віком 2058 та 1970 млн років відповідно. У зв'язку з відсутністю палеомагнітних даних (рис. 6.1, синій пунктир ТПМП) у інтервалі ~0,150 млрд років між полюсами № 8–9 та № 10, а також «пробілами» тривалістю ~0,240 та ~0,090 млрд років між полюсами № 10 і 11 та № 11 і 12 відповідно, ділянку ТПМП для Фенноскандії у віковому діапазоні 2,44–1,97 млрд років не можна вважати надійною.

Далі від полюса № 12 ТПМП Фенноскандії зміщується приблизно на 90° по дузі великого кола на захід до полюса № 13 (1931 млн років), поблизу якого знаходиться область досить купчастого розташування групи полюсів № 14–32 (окрім полюса № 22, який зміщений на захід) у віковому діапазоні 1890–1751 млн років. Звідси можна зробити висновок, що в інтервалі ~1,9–1,75 млрд років тому Фенноскандія не зазнавала значних широтних зміщень та обертань відносно сторін світу. Набір полюсів № 22–32 віком 1777–1751 млн років тут може виступати в ролі ключових для Фенноскандії для часу ~1,76 млрд років тому. Ці полюси добре узгоджуються між собою, а полюси № 22 та 25 також підкріплюються позитивними результатами тесту обпеченого контакту (Pisarevsky & Bylund, 2010) та тестом конгломератів (Pisarevsky & Sokolov, 2001). Середній полюс за визначеннями № 22–32 має наступні параметри: $\Phi = 41,4^\circ$, $\Lambda = 215,9^\circ$, $A_{95} = 5,9^\circ$, $N_p = 11$. Закінчується сегмент ТПМП Фенноскандії наймолодшим полюсом № 33 (1700 млн років), який також розташований в межах вищеописаного кластеру.

Між наймолодшими полюсами Сарматії (полюс № 7 віком ~1720 млн років) і Фенноскандії (полюс № 33 віком ~1700 млн років) та хронологічно наступним полюсом № 34 віком 1645 млн років для Балтики є «пробіл» тривалістю близько 60 млн років. Молодші палеопротерозойські полюси для Балтики № 34–38 віком 1645–1614 млн років отримані лише для порід фенноскандинавського сегмента

СЄП. Наймолодші полюси Фенноскандії (№ 22–32) і Сарматії (№ 4–6, К, КНР), які можна порівняти, мають вік близько 1,75–1,77 млрд років і чітко розділяються на окремі групи (див. табл. 6.1 та рис. 6.1). Отже, відповідно до палеомагнітних даних, остаточно амальгамація палеоконтиненту Балтика відбулася не раніше ніж 1,75–1,76 млрд років тому (за найбільш надійними ділянками ТПМП). Нижня межа часу амальгамації Балтики в даному випадку визначається лише за геологічними даними і приймається як ~1,7 млрд років тому (Bogdanova et al., 2005, 2008), тоді як молодші полюси будуть асоційовані з палеоконтинентом Балтика.

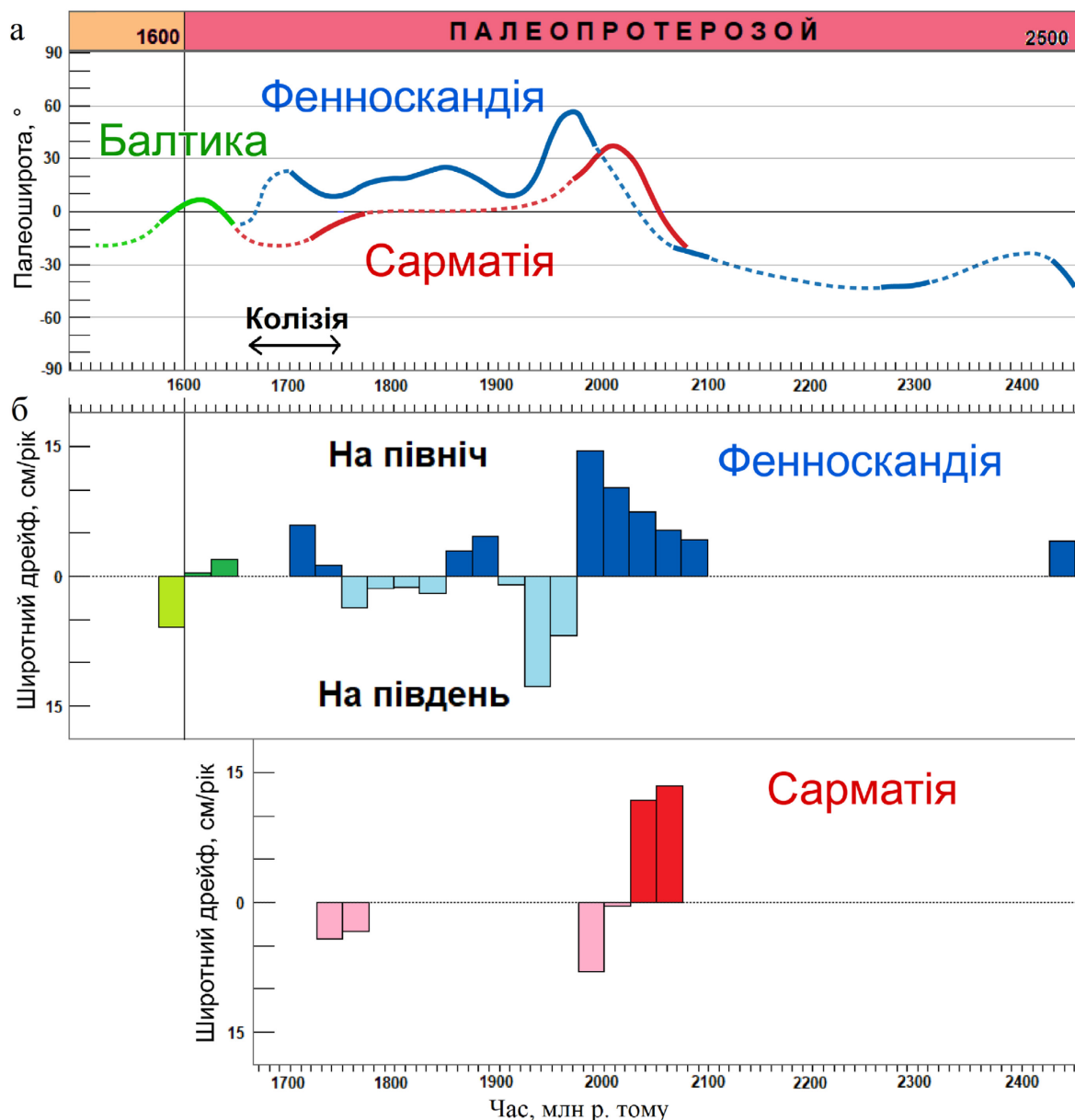
Палеопротерозойський сегмент ТПМП Балтики (див. рис. 6.1, зелений колір) представлений полюсами № 34–38 (1642–1614 млн років). Найбільш надійним тут є полюс № 34, для якого отримано позитивний результат тесту обпеченого контакту (Salminen et al., 2021).

6.2. Палеотектонічна реконструкція

Палеогеографічні реконструкції УЩ (як частини Сарматії) та Фенноскандії було виконано на основі вибірки палеомагнітних полюсів та ТПМП для протерозою СЄП у віковому діапазоні 2,078–1,614 млрд років (див. табл. 6.1 та рис. 6.1). Для розрахунку палеоширот та швидкості широтного дрейфу палеоконтиненту Балтика та його сегментів (Сарматії та Фенноскандії) до вибірки полюсів (див. табл. 6.1.) було застосовано сплайн-апроксимацію (рис. 6.2). Реконструкції для певних часових інтервалів наведені на рис. 6.3.

Оскільки пропонована ТПМП для палеопротерозою Балтики не має однозначного зв'язку із ТПМП для пізніших епох, неможливо однозначно встановити полярність палеомагнітних полюсів. Е даному випадку ТПМП будувалась за принципом найменшої відстані між хронологічно найближчими полюсами, щоб відповідати реалістичним швидкостям широтного дрейфу та кутового обертання, а палеомагнітні полюси з таблиці 6.1 приймалися за північні. В діапазоні 2,44–1,97 млрд років для побудови ТПМП Фенноскандії даних не вистачає на значних інтервалах, тому тут неможливо встановити полярність полюсів відносно молодшого сегмента.

Відповідно до вибірки (див. табл. 6.1) та виконаних розрахунків кінематичних параметрів СЄП (рис. 6.2), загальні риси палеотектонічної еволюції СЄП (та її сегментів) у протерозої можна представити наступним чином.

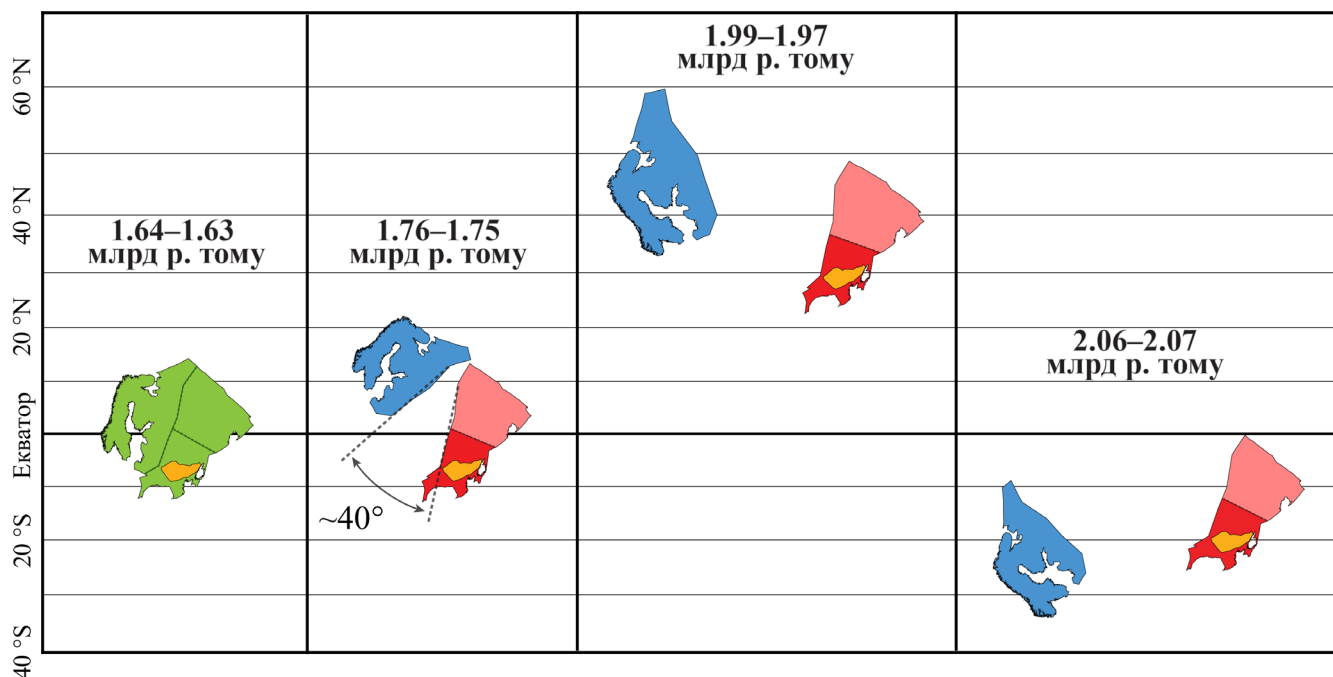


Примітка. Палеошироту (а) Сарматії, Фенноскандії та Балтики показано суцільною лінією червоного, синього та зеленого кольору відповідно; штрихові ділянки відображають відсутність надійних даних для певного часового інтервалу. Напрямок дрейфу блоку (б) на північ показано темнішим кольором, а на південь – світлішим.

Рисунок 6.2. Палеоширотне положення (а) та швидкості широтного дрейфу (б) Сарматії (червоним), Фенноскандії (синім) та Балтики (зеленим).

За одиничними палеомагнітними даними Фенноскандія близько 2,45 млрд років тому (полюси № 8, 9), 2,295 млрд років тому (полюс № 10) та 2,058 млрд років

тому (поліус № 11) знаходилась у середніх – субекваторіальних широтах Південної півкулі (рис. 6.2 та 6.3). Далі Фенноскандія почала дрейфувати на північ з середньою швидкістю широтного дрейфу ~ 8 см/рік, середня швидкість обертання була мінімальною, і вже близько 1,97 млрд років тому (поліус № 12) вона розташовувалась у середньо-високих широтах Північної півкулі (рис. 6.3). Після цього спостерігається дрейф Фенноскандії в напрямку екватора з середньою швидкістю дрейфу ~ 8 см/рік та швидкістю кутового обертання $\sim 2,8$ °/млн років за годинниковою стрілкою. В інтервалі 1,93–1,75 млрд років тому (поліуси № 13–32) Фенноскандія стабілізувалась у субекваторіальних широтах Північної півкулі (рис. 6.2) і не зазнавала значних широтних зміщень та обертань.



Примітка. Синім кольором показано Фенноскандію, червоним – Сарматію, рожевим – Волго-Уралію, зеленим – Балтику. Оранжевим показано положення УЩ в межах Сарматії/Балтики. Зверху вказано віковий діапазон, для якого виконано реконструкцію. Контури блоків представлені у сучасній конфігурації Східно-Європейської платформи.

Рисунок 6.3. Палеотектонічні моделі Балтики та її сегментів у палеопротерозої для певних часових діапазонів за палеомагнітними даними.

Сарматія в проміжку з 2,078 до 1,987 млрд років тому змістилася з субекваторіальних широт Південної півкулі (поліуси № 1, 2) до середніх широт Північної півкулі (поліуси № 3, NM, BM) з швидкістю широтного дрейфу

~10 см/рік (див. рис. 6.2, 6.3), середня швидкість кутового обертання не перевищувала 0,5 °/млн років. Приблизно в цей самий час (2,1–2,0 млрд років) Сарматія та Волго-Уралія внаслідок колізії утворили більший континентальний блок – Волго-Сарматію (Bogdanova et al., 2005). Початок колізії Фенноскандії та Волго-Уралії оцінюється у 1,9–1,8 млрд років тому (Bogdanova et al., 2005; Lahtinen et al., 2023).

Далі палеомагнітні дані для Сарматії відсутні аж до часу 1,76 млрд років тому (полюси K, KNP та полюси № 4, 5). В цей час Сарматія та Фенноскандія займали екваторіальні широти, при цьому Сарматія була повернута відносно Фенноскандії на ~40° проти годинникової стрілки (див. рис. 6.3). В інтервалі 1,75–1,64 млрд років тому неможливо виконати оцінку взаємного розташування Фенноскандії та Сарматії (Волго-Сарматії) через відсутність даних для Сарматії. Починаючи приблизно з 1,7 млрд років Сарматія та Фенноскандія розвивались вже в єдиній структурі палеоконтиненту Балтика (Bogdanova et al., 2005). Близько 1,63 млрд років тому (полюси № 34–38) Балтика займала екваторіальні широти (див. рис. 6.3).

Нове визначення (K) доповнює результати попередніх досліджень порід Коростенського плутону (Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001; Kravchenko, 2005) та деталізує палеопротерозойський сегмент ТПМП Сарматії (див. рис. 6.2 і табл. 2). Нові дані добре співвідносяться з результатами палеомагнітних досліджень близьких за віком дайкових порід північно-західної частини Волинського мегаблоку УЩ (Elming et al., 2010) та порід Корсунь-Новомиргородського плутону Інгульського мегаблоку УЩ (Bakhmutov et al., 2023).

Розходження отриманих у цій роботі результатів (див. табл. 6.1 та рис 6.1) спостерігається з палеомагнітними висновками роботи (Bogdanova et al., 2013), згідно з якими Волго-Сарматія в інтервалі 1,80–1,75 млрд років тому повернулася відносно сторін світу проти годинникової стрілки на 46,5°. У роботі (Bogdanova et al., 2013) розраховано полюс для Сарматії («Tomashgorod swarm», 1,79 млрд років) за даними дайки неподалік с. Томашгород, проте матеріали палеомагнітних досліджень не були представлені, що не дозволяє оцінити їхню достовірність. Однак раніше в роботі (Elming et al., 2010) було показано, що намагніченість цих

дайок обумовлена низькокоерцитивними мінералами з широким спектром деблокуючих температур, тобто має всі ознаки в'язкої (вторинної) компоненти намагніченості. Ця компонента відповідає напрямку в'язкої НТК, орієнтованої за напрямком геомагнітного поля в місці відбору зразків, розрахованої для досліджуваних у цій роботі порід (див. підрозділ 5.1, рис. 5.3а та табл. Г.1). Отже, полюс «Tomashgorod swarm» віком 1,79 млрд років у роботі (Bogdanova et al., 2013) не відповідає первинній компоненті намагніченості та не може бути використаний для виконання палеотектонічних реконструкцій.

Палеогеографічні реконструкції для часу 1,76–1,75 млрд років тому (див. рис. 6.3), для якого наявний представницький набір палеомагнітних визначень як для Фенноскандії, так і для Сарматії, загалом відповідають палеотектонічним моделям, розрахованим раніше (Elming et al., 2001, 2010; Lahtinen et al., 2023), але їх доповнюють і деталізують. Базуючись на найбільш надійних палеомагнітних визначеннях та геологічних даних встановлено, що остаточна амальгамація Фенноскандії і Волго-Сарматії та утворення палеоконтиненту Балтика відбувалися в інтервалі 1,75–1,70 млрд років тому.

Оскільки для інтервалу 1,80–1,73 млрд років для УЩ (який вже був у складі Сарматії) наявні тектонофізичні дані (Гинтов и Мычак, 2014; Bogdanova et al., 2013), доцільним буде виконати їх порівняння з результатами палеомагнітних тектонічних реконструкцій. В роботі (Bogdanova et al., 2013) за результатами дослідження полів напружень, розломоутворення та елементів залягання мафічних дайок в межах УЩ зроблено висновок про те, що між інтервалами 1,80–1,77 млрд років тому та 1,76–1,75 млрд років тому Волго-Сарматія повернулася відносно сторін світу (і відносно Фенноскандії) на 45° проти годинникової стрілки. Нажаль, ці результати неможливо порівняти з палеомагнітними даними, оскільки надійні палеомагнітні визначення для Сарматії у віковому діапазоні 1,80–1,77 млн років відсутні (див. табл. 6.1).

На основі тектонофізичних досліджень порід коростенського та корсунь-новомиргородського комплексів УЩ автори робіт (Гинтов и Мычак, 2014) дійшли висновку, що в часовому діапазоні 1,80–1,73 млрд років тому відбулося обертання

УЩ відносно сторін світу на 54° проти годинникової стрілки. Більша частина цього діапазону не корелює з вибіркою палеомагнітних визначень, проте зазначений інтервал авторами поділяється на три етапи (Гинтов и Мычак, 2014), між якими відбувалося обертання Сарматії проти годинникової (від'ємні значення) стрілки: 1,80–1,76 млрд років тому (поворот на -18°); 1,76–1,75 млрд років тому (поворот на -19°); та 1,75–1,73 млрд років тому (поворот на -17°). Тобто, враховуючи наявність палеомагнітних визначень для інтервалу 1,76–1,72 млрд років тому, можна їх порівняти з тектонофізичними даними. За палеомагнітними даними (див. табл. 6.1), в інтервалі 1,76–1,75 млрд років тому (полюси К та KNP) обертання майже відсутнє $-2,2 \pm 3,6^\circ$, а в інтервалі 1,75–1,72 (полюси KNP та № 7) воно становить $-9,2 \pm 8,2^\circ$. Загалом палеомагнітні дані не свідчать про значне обертання Сарматії відносно сторін світу в зазначених часових діапазонах.

Якщо, враховуючи інтервали довіри полюсів KNP та № 7, в інтервалі 1,75–1,72 млрд років тому палеомагнітні дані по обертанню Сарматії ($-9,2 \pm 8,2^\circ$) до певної міри відповідають тектонофізичним (-17°), то найбільш достовірні та надійно датовані визначення К та KNP вказують на відсутність обертання Сарматії в інтервалі 1,76–1,75 млрд років тому ($-2,2 \pm 3,6^\circ$) і не узгоджуються з тектонофізичними даними (-19°). Таку розбіжність можна пояснити, по-перше, різницею в оцінках віку палеомагнітних визначень і полів напружень, враховуючи, що час утворення порід Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів було уточнено з урахуванням останніх геохронологічних визначень (Shumlyansky et al., 2017). Крім того, у роботі (Гинтов и Мычак, 2014) автори відмічають неузгодженість вікових оцінок порід різних масивів Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів із відповідними системами тріщин, а також імовірну зупинку обертання Сарматії під час основної фази формування КП (1,76 млрд років).

Таким чином, можна припустити, що встановлений за тектонофізичними даними поворот Сарматії на -19° відбувався не 1,76–1,75 млрд років тому, а дещо пізніше, ніж формування Корсунь-Новомиргородського плутону (після 1,75 млрд років тому) разом із подальшим поворотом на -17° . Такий значний сумарний

поворот на -36° після 1,75 млрд років тому повинен був би відобразитися на положенні полюса № 7 (порівняно із полюсами К та KNP). Однак геохронологічна прив'язка цього полюса (~1720 млн років) не є надійною – U-Pb аналізи зерен бадделеїту розташовані значно нижче конкордії (Elming et al., 2010, рис. 5с, табл. 3) – і, скоріше, повинна відповідати віку ~1755 млн років, коли було сформовано породи Смілянського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону (Shumlyansky et al., 2017). Для більш точного і достовірного порівняння тектонофізичних та палеомагнітних даних необхідні додаткові палеомагнітні дослідження порід УЩ у ширшому віковому інтервалі, а також узгодження часу існування палеопротерозойських полів напружень (і відповідних систем тріщин, даюк, зсувів тощо) із геохронологічними оцінками віку порід (та палеомагнітних визначень) в межах УЩ.

Так, відповідно до наведеної вибірки найбільш достовірних палеомагнітних визначень, в інтервалі 1,76–1,75 млрд років тому Сарматія не зазнавала помітних обертань відносно сторін світу. При цьому не виключається значне обертання Сарматії проти годинникової стрілки, зафіксоване за результатами тектонофізичних досліджень (Гинтов и Мычак, 2014; Bogdanova et al., 2013), до та після інтервалу 1,76–1,75 млрд років тому.

Висновки до розділу 6

На основі вибірки з 42 найбільш достовірних палеомагнітних визначень побудовано траєкторії позірної міграції полюса Східноєвропейської платформи та її сегментів – Сарматії та Фенноскандії. Це дозволило розрахувати параметри широтного дрейфу та кутового обертання цих блоків. Новий палеомагнітний полюс разом із найбільш надійними палеомагнітними визначеннями (1765–1740 млн років) для Волинського мегаблоку Українського щита відповідають вимогам «ключового» палеомагнітного полюса (Buchan et al., 2013) і є найбільш достовірними для виконання детальних палеотектонічних реконструкцій.

На основі аналізу траєкторії позірної міграції полюса виконано палеогеографічні реконструкції та розраховано кінематичні параметри дрейфу для

Фенноскандії та Сарматії впродовж палеопротерозою. Близько 1,76–1,75 млрд років тому Сарматія та Фенноскандія займали екваторіальні та субекваторіальні широти, проте Сарматія (порівняно з її сучасним розташуванням у складі Східноєвропейської платформи) була повернута відносно Фенноскандії на $\sim 40^\circ$ проти годинникової стрілки. Остаточна амальгамація палеоконтиненту Балтика, згідно з палеомагнітними даними, відбулася не раніше ніж 1,75 млрд років тому.

Узгодженість полюсів Волинського та Інгільського мегаблоків Українського щита вказує на відсутність значних взаємних зміщень між ними починаючи з 1,76–1,75 млрд років тому та, ймовірно, з часу $\sim 2,00$ млрд років тому. Це може свідчити про розвиток цих блоків у межах єдиної структури Українського щита починаючи з часу, щонайменше, 1,76–1,75 млрд років тому.

ВИСНОВКИ

Палеомагнітні, магнітно-мінералогічні та мікроскопічні дослідження порід коростенського анортозит-рапаківігранітного комплексу Волинського мегаблоку Українського щита дали змогу отримати нові надійні палеомагнітні визначення для палеопротерозою, уточнити траєкторію позірної міграції полюса Сарматії та виконати обґрунтовані палеотектонічні реконструкції сегментів Східноєвропейської платформи.

1. За результатами комплексних петромагнітних та магнітно-мінералогічних досліджень встановлено, що головними носіями характеристичної компоненти намагніченості у габроїдах Коростенського плутону є майже стехіометричний одно- та псевдооднодоменний магнетит із температурами Кюрі 550–580 °С. Мікроскопічним аналізом підтверджено, що ці голкоподібні включення приурочені до кристалографічно орієнтованих структур твердого розпаду у плагіоклазах та піроксенах, що забезпечує високу стабільність та збереженість палеомагнітного сигналу.

2. Анортозити Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону характеризуються слабковираженим або нейтральним еліпсоїдом анізотропії магнітної сприйнятливості, тоді як габро мають виражені еліпсоїди, орієнтація яких певною мірою корелює з елементами первинної тектоніки. Встановлено, що аномально високі ступені анізотропії (точки відбору № 7, 16) суттєво впливають на вектори характеристичної компоненти намагніченості, що було враховано при розрахунку палеомагнітних напрямків.

3. Методом компонентного аналізу виділено високотемпературну та висококоерцитивну характеристичну компоненту намагніченості, яка за всіма ознаками має термозалишкову природу і є первинною як в олівінових габро, так і в анортозитах. Первинність цієї компоненти підтверджується наступним: 1) спектри деблокуючих температур (змінних полів) свідчать про стабільність намагніченості та становлять 500–600 °С (20–100 мТл); 2) характеристична біполярна компонента є антиподальною і проходить тест обернення з параметрами $\gamma = 8,60^\circ$ та $\gamma_c = 9,37^\circ$

(клас «Б»); 3) носієм намагніченості є мікроскопічні ізолювані зерна ексклюційного магнетиту у плагіоклазах та піроксенах; 4) нові результати добре узгоджуються із визначеннями, отриманими для інших близьких за віком порід Волинського та Інгульського мегаблоків Українського щита. На основі напрямків характеристичної компоненти розраховано палеомагнітний полюс віком 1,76 млрд років ($\Phi = 26,6^\circ$, $\Lambda = 168,0^\circ$, $A_{95} = 3,6^\circ$, $N_s = 10$), який відповідає сучасним критеріям надійності та має індекс якості за Ван дер Ву $Q_V = 6$.

4. Визначена за методом Тельє-Коє величина віртуального дипольного моменту $(2,59\text{--}5,98) \cdot 10^{22}$ А·м² вказує на вдвічі занижену відносно сучасної інтенсивність геомагнітного поля 1,76 млрд років тому. Отримані дані, разом із позитивним тестом обернення та аналізом вікових варіацій, підтверджують обґрунтованість гіпотези геоцентричного осевого диполя як базової моделі для палеотектонічних побудов у палеопротерозої.

5. Виконано вибірку найбільш достовірних палеомагнітних полюсів для палеопротерозою Східноєвропейської платформи. Залучення нових даних дозволило уточнити відповідний сегмент траєкторії позірної міграції полюса Сарматії та забезпечити надійне підґрунтя для палеотектонічних побудов.

6. Побудовано оновлену модель траєкторії позірної міграції полюса для Сарматії та Фенноскандії, що дозволило розрахувати їхні кінематичні параметри у палеопротерозої. Відповідно до нових палеомагнітних визначень, у період 1,76–1,75 млрд років тому Сарматія була повернута відносно Фенноскандії на $\sim 40^\circ$ проти годинникової стрілки. Отже, остаточна амальгамація цих блоків із подальшим утворенням палеоконтиненту Балтика відбулася не раніше 1,75 млрд років тому.

Отримані результати розвивають розуміння кінематики Східноєвропейської платформи та еволюції геомагнітного поля у докембрії. Вони становлять надійну основу для уточнення глобальних палеотектонічних реконструкцій, вивчення циклів збірки та розпаду суперконтинентів, а також режимів роботи геодинамо. Нові дані можуть бути використані при моделюванні фундаментальних геодинамічних процесів: мантийної конвекції, зародження твердого ядра Землі, плюмової активності тощо.

Тема дослідження не є вичерпаною і зберігає свою актуальність. Поглиблене вивчення магнітної текстури габроїдів дозволить розширити можливості структурного аналізу при з'ясуванні умов формування інтрузивних тіл. Отримані магнітні параметри порід можуть бути залучені для додаткових обмежень при інтерпретації магнітних аномалій та вдосконаленні моделей глибинної будови Коростенського плутону. Подальше накопичення даних палеонапруженості сприятиме деталізації еволюції геомагнітного поля у докембрії.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б., & Черкес С.И. (2018). Проблемы палеомагнетизма докембрия территории Украины. *Геофизический журнал*, 40(5), 245–268. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147491>
2. Bakhmutov, V.G., Mytrokhyn, O.V., Cherkes, S.I., & Poliachenko, I.B. (2025). Magnetism and anisotropy of magnetic susceptibility of gabbroids of the Volodarsk-Volynskiy massif of the Korosten pluton of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 47(4). <https://doi.org/10.24028/gj.v47i4.335689>
3. Гинтов, О.Б., & Мычак, С.В. (2014). Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофизический журнал*, 36(4), 24–48. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006>
4. Гінтов, О. Б., Цветкова, Т. О., Бугаєнко, І. В., Заєць, Л. М., & Муровська, Г. В. (2022). Глибинна будова Транс'європейської шовної зони (за матеріалами сейсмотомографії та ГСЗ) і деякі уявлення про її розвиток. *Геофізичний журнал*, 44(6), 63–87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640>
5. Глевасская, А.М., Михайлова, Н.П., & Кравченко, С.Н. (2000). Палеомагнетизм волинской и могилев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы. *Геофизический журнал*, 22(2), 3–18.
6. Глевасская, А.М., Кравченко, С.Н., & Косовский, Я.А. (2006). Магнитостратиграфия трапповой формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Геофизический журнал*, 28(5), 121–130.
7. Загний, Г.Ф., & Русаков, О.М. (1982). *Архео вековые вариации геомагнитного поля Юго-Запада СССР*. Наукова думка.
8. Личак, И.Г. (1983). *Петрология Коростенского плутона*. Наукова думка.
9. Кудинова, Л.А., & Металиди, С.В. (1987). *Титаноносные массивы габбро-анортозитов*. Недра.

10. Митрохин, О.В. (2011). *Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування)* (Докторська дисертація). Київський національний університет імені Тараса Шевченка.
11. Митрохин, А.В., Богданова, С.В., & Шумлянський, Л.В. (2008). Полибарическая кристаллизация анортозитов Коростенского плутона (Украинский щит). *Мінералогічний журнал*, 30(2), 36–56.
<http://dspace.nbuv.gov.ua/handle/123456789/61121>
12. Митрохин, А.В., Богданова, С.В., & Билан, Е.В. (2009). Петрология Малинского массива рапакиви (Коростенский плутон). *Мінералогічний журнал*, 31(2), 66–82. <http://jnas.nbuv.gov.ua/article/UJRN-0000143104>
13. Митрохин, О., Білан, О., & Грущинська, О. (2011). Прояви контактового метаморфізму в породах давньої рами Коростенського плутону. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 54, 19–23.
http://www.library.univ.kiev.ua/ukr/host/10.23.10.100/db/ftp/visnyk/geolog_54_2011.pdf
14. Михайлова, Н.П. (1982). *Проблемы палеомагнетизма докембрия*. Наукова думка.
15. Михайлова, Н.П., & Глевасская, А.М. (1965). *Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита*. Наукова думка.
16. Михайлова, Н.П., & Глевасская, А.М. (1989). *Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита*. Наукова думка.
17. Михайлова, Н.П., Кравченко, С.Н., & Глевасская, А.М. (1994). *Палеомагнетизм анортозитов*. Наукова думка.
18. Муровська, Г.В. (2019). *Глибинна будова та альпійська геодинаміка Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України* (Докторська дисертація). Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України.
19. Орлюк, М.И., & Орлова, М.И. (2013). Обзор результатов исследований палеомагнитной информативности докембрийских кристаллических пород Украинского щита. *Геофизический журнал*, 35(4), 84–108.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111422>

20. Полканов, А.А. (1948). *Плутон габро-лабрадоритов Волини УССР*. Изд-во ЛГУ.
21. Старостенко, В.И., & Гинтов, О.Б. (Ред.). (2018). *Очерки геодинамики Украины*. ТОВ «Підприємство "ВІ ЕН ЕЙ"».
22. Старостенко, В.І., & Гінтов, О.Б. (2025а). Геофізичне вивчення геодинаміки України у ранньому докембрії на засадах плюмової та плитової тектоніки. *Геологічний журнал*, (3), 3–15. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2025.3.337701>
23. Старостенко, В.І., & Гінтов, О.Б. (2025б). Результати вивчення земної кори і мантії України у першій чверті ХХІ ст. за геофізичними даними. *Геологічний журнал*, (1), 3–11. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2025.1.316107>
24. Старостенко, В. І., Гінтов, О. Б., Муровська, Г. В., Мичак, С. В., & Лисинчук, Д. В. (2024а). Тектоніка і глибинна будова південно-західної частини Східноєвропейського кратону в межах України. Ч. І. *Геофізичний журнал*, 46(4), 3–35. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i4.305802>
25. Старостенко, В. І., Гінтов, О. Б., Муровська, Г. В., Мичак, С. В., & Лисинчук, Д. В. (2024б). Тектоніка і глибинна будова південно-західної частини Східноєвропейського кратону в межах України. Ч. ІІ. *Геофізичний журнал*, 46(5), 3–41. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.310287>
26. Храмов, А.Н., Федотова, М.А., Писакин, Б.Н., & Прияткин, А.А. (1997). Палеомагнетизм раннепротерозойских интрузий и связанных с ними пород Карелии и Кольского полуострова: вклад в разработку модели докембрийской эволюции Русско-Балтийского кратона. *Физика Земли*, (6), 24–41.
27. 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*. Видавництво Львівської політехніки.
28. Шумлянський, Л.В., & Богданова, С.В. (2009). U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита. *Мінералогічний журнал*, 31(1), 40–49. <https://nasplib.isofts.kiev.ua/handle/123456789/61545>

29. Шумлянський, Л.В. (2012). *Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу* (Докторська дисертація). Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України.

30. Щербак, Н.П., Артеменко, Г.В., Лесная, И.М., Пономаренко, А.Н., & Шумлянський, Л.В. (2008). *Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой*. Наукова думка.

31. Щербина, М. П., Костенко, М. М., Георгін, Б. В., Черниш, С. І., Дроздецький, В. В., & Ковальчук, Н. Л. (2004). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-35-XVII (Житомир): Пояснювальна записка*. Північгеологія.

32. Abrajevitch, A., & Van der Voo, R. (2010). Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1-2), 164–170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.038>

33. Aubert, J., Labrosse, S., & Poitou, C. (2009). Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1414–1428. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x>

34. Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Poliachenko, I., & Cherkes, S. (2023). New palaeomagnetic data for Palaeoproterozoic AMCG complexes of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(4), 3–19. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286283>

35. Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., Meert, J.G., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., & Fedorova, N.M. (2016). Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? *Earth and Planetary Science Letters*, 435, 124–135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015>

36. Béguin, A., Paterson, G.A., Biggin, A.J., & Groot, L.V. de (2020). Paleointensity.org: an online, open source, application for the interpretation of Paleointensity data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(5), Article e2019GC008791. <https://doi.org/10.1029/2019GC008791>

37. Besse, J., & Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), 2300. <https://doi.org/10.1029/2000JB000050>
38. Bian, G., Ageeva, O., Rečnik, A., Habler, G., & Abart, R. (2021). Formation pathways of oriented magnetite micro-inclusions in plagioclase from oceanic gabbro. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 104. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01861-4>
39. Biggin, A.J., de Wit, M.J., Langereis, C.G., Zegers, T.E., Voûte, S., Dekkers, M.J., & Drost, K. (2011). Palaeomagnetism of Archaean rocks of the Onverwacht Group, Barberton Greenstone Belt (southern Africa): Evidence for a stable and potentially reversing geomagnetic field at ca. 3.5 Ga. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3–4), 314–328. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.024>
40. Biggin, A.J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T.H., Van Der Meer, D.G., & Van Hinsbergen, D.J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526–533. <https://doi.org/10.1038/ngeo1521>
41. Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T., Tauxe, L. (2015). Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature*, 526(7572), 245–248. <https://doi.org/10.1038/nature15523>
42. Biggin, A.J., Bono, R.K., Meduri, D.G., Sprain, C.J., Davies, C.J., Holme, R., & Best, P.H. (2020). Quantitative estimates of average geomagnetic axial dipole dominance in deep geological time. *Nature Communications*, 11, Article 6100. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-19794-7>
43. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., & Orlyuk, M.I. (1996). Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268(1-4), 1–21. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00232-6](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00232-6)

44. Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Stephenson, R.A. (2001). EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia. *Tectonophysics*, 339(1-2), 1–254. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00030-0](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00030-0)
45. Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Buryanov, V.B., Makarenko, I.A., Orlyuk, M.I., Skobelev, V.M., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2004). The 1.80–1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics*, 381(1–4), 5–27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.023>
46. Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R.G., & Garetsky, R.G. (2005). The East European Craton. In: R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (Vol. 2, pp. 34–49). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00426-3>
47. Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L., & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 599–625. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>
48. Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., & Volozh, Yu.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1-2), 1–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
49. Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M.K.M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyanskyy, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196–216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>
50. Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R.G. (2016). East European Craton. In D. Alderton & S.A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2nd ed., pp. 284–301). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.10020-7>

51. Bono, R.K., Tarduno, J.A., Nimmo, F., & Cottrell, R.D. (2019). Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience*, 12(2), 143–147. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>
52. Bono, R.K., Paterson, G.A., van der Boon, A., Engbers, Y.A., Grappone, J.M., Handford, B., Hawkins, L.M.A., Lloyd, S.J., Sprain, C.J., Thallner, D., & Biggin, A.J. (2022a). The PINT database: A definitive compilation of absolute palaeomagnetic intensity determinations since 4 billion years ago. *Geophysical Journal International*, 229(1), 522–545. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab490>
53. Bono, R.K., Paterson, G.A., & Biggin, A.J. (2022b). MCADAM: A continuous paleomagnetic dipole moment model for at least 3.7 billion years. *Geophysical Research Letters*, 49(21), e2022GL100898. <https://doi.org/10.1029/2022GL100898>
54. Borradaile, G. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156(1–2), 1–20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-X)
55. Borradaile, G.J., & Henry, B. (1997). Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1–2), 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
56. Bristol, K.E., Sprain, C.J., Meert, J.G., Yasar, I.D., Pandit, M.K., Sinha, A.K., & Dann, A.B. (2025). Absolute palaeointensity estimates from Precambrian India and the long-term thermal evolution of the Earth. *Geophysical Journal International*, 241, 291–307. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaf038>
57. Buchan, K.L. (2007). Pole, Key Paleomagnetic. In: Gubbins, D., & Herrero-Bervera, E. (eds) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_267
58. Buchan, K.L. (2013). Key paleomagnetic poles and their use in Proterozoic continent and supercontinent reconstructions: A review. *Precambrian Research*, 238, 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.018>
59. Buchan, K.L., Mortensen, J.K., & Card, K.D. (1994). Integrated paleomagnetic and U-Pb geochronologic studies of mafic intrusions in the southern Canadian Shield: Implications for the early proterozoic polar wander path. *Precambrian Research*, 69(1–4), 1–10. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90075-2)

60. Buffan, L., Jones, L.A., Domeier, M., Scotese, C.R., Zahirovic, S., & Varela, S. (2023). Mind the uncertainty: Global plate model choice impacts deep-time palaeobiological studies. *Methods in Ecology and Evolution*, 14(12), 3007–3019. <https://doi.org/10.1111/2041-210X.14204>
61. Buffett, B.A., Huppert, H.E., Lister, J.R., & Woods, A.W. (1992). Analytical model for solidification of the Earth's core. *Nature*, 356(6367), 329–331. <https://doi.org/10.1038/356329a0>
62. Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological terranes*. Blackwell Scientific Publications.
63. Calvelage, C.M., Colli, L., Wu, J., Lin, Y.-A., Zheng, Y., & Bajgiran, M.R. (2025). Effects of subduction history on true polar wander driven by perturbations of Earth's inertial moment from mantle convection. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 481(2308), 20240196. <https://doi.org/10.1098/rspa.2024.0196>
64. Cao, W., Williams, S., Flament, N., Zahirovic, S., Scotese, C., & Müller, R.D. (2019). Palaeolatitudinal distribution of lithologic indicators of climate in a palaeogeographic framework. *Geological Magazine*, 156(2), 331–354. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000110>
65. Cao, X., Collins, A. S., Pisarevsky, S., Flament, N., Li, S., Hasterok, D., & Müller, R. D. (2024). Earth's tectonic and plate boundary evolution over 1.8 billion years. *Geoscience Frontiers*, 15(6), 101922. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101922>
66. Černý, J., Melichar, R., Všianský, D., & Drahokoupil, J. (2020). Magnetic anisotropy of rocks: A new classification of inverse magnetic fabrics to help geological interpretations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(11), e2020JB020426. <https://doi.org/10.1029/2020JB020426>
67. Chadima, M., & Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, 27, 20–21.
68. Champness, P.E. (1970). Nucleation and growth of iron oxides in olivines, (Mg,Fe)₂SiO₄. *Mineralogical Magazine*, 37(291), 790–800. <https://doi.org/10.1180/minmag.1970.037.291.05>

69. Cherkes, S., Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Poliachenko, I., & Skarboviychuk, T. (2023a). Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic basic rocks of the Volodarsk-Volynskyi massif, Korosten plutonic complex. In *International Conference of Young Professionals “GeoTerrace-2023”* (Vol. 2023, GeoTerrace-2023-008). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023510008>
70. Cherkes, S., Bakhmutov, V., Poliachenko, I., Mytrokhyn, O., Shpyra, V., & Yakukhno, V. (2023b). Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic Rocks of the ~2 Ga Novoukrainka and Buky Massifs of the Ukrainian Shield. In *17th International Conference Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment* (Vol. 2023, Mon23-199). European Association of Geoscientists & Engineers. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2023520199>
71. Cherkes, S., Poliachenko, I., Hlavatskyi, D., Melnyk, G., & Bakhmutov, V. (2024). Palaeogeography of Ukraine from the Precambrian to the Quaternary: recent achievements of the Kyiv palaeomagnetic school. In *Ideas and Innovations in Earth Sciences: Proceedings of the 10-th International Geosciences conference of young researchers, 23–24 May 2024, Kyiv, Ukraine* (pp. 101–103). Department of Geosciences, NAS of Ukraine. <https://doi.org/10.30836/igs.iies.2024.33>
72. Cherkes, S. (2025). New results of palaeomagnetic and rock magnetic studies of gabbroids of the Korosten pluton of the Ukrainian Shield. *Geodynamics*, 2(39), 129–144. <https://doi.org/10.23939/jgd2025.02.129>
73. Chiara, A., Muxworthy, A.R., Trindade, R.I.F., & Bispo-Santos, F. (2017). Paleoproterozoic geomagnetic field strength from the Avanavero mafic sills, Amazonian Craton, Brazil. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(11), 3891–3903. <https://doi.org/10.1002/2017GC007175>
74. Coe, R.S. (1967). The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 19(3), 157–179. <https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>

75. Coe, R.S., Grommé, S., & Mankinen, E.A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01740>
76. Creer, K.M., Irving, E., & Runcorn, S.K. (1954). The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 6(4), 163–168. <https://doi.org/10.5636/jgg.6.163>
77. Damm, V., Gendler, T.S., Gooskova, E.G., Khramov, A.N., Lewandowski, M., Nozharov, P., Pavlov, V.I., Petrova, G.N., Pisarevsky, S.A., & Sokolov, S.J. (1997). Palaeomagnetic studies of Proterozoic rocks from the Lake Onega region, southeast Fennoscandian Shield. *Geophysical Journal International*, 129(3), 518–530. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04491.x>
78. Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
79. Dekkers, M.J. (1990). Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetization. *Geophysical Research Letters*, 17(6), 779–782. <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00779>
80. Doubrovine, P.V., Steinberger, B., & Torsvik, T.H. (2012). Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9), Article B09101. <https://doi.org/10.1029/2011JB009072>
81. Doubrovine, P.V., Steinberger, B., & Torsvik, T.H. (2016). A failure to reject: Testing the correlation between large igneous provinces and deep mantle structures with EDF statistics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3), 1135–1163. <https://doi.org/10.1002/2015GC006044>
82. Driscoll, P. E. (2016). Simulating 2 Ga of geodynamo history. *Geophysical Research Letters*, 43(11), 5680–5687. <https://doi.org/10.1002/2016GL068858>

83. Dunlop, D. (1974). Thermal enhancement of magnetic susceptibility. *Journal of Geophysics*, 40(1), 439-451.
<https://journal.geophysicsjournal.com/JofG/article/view/162>
84. Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), EPM 5-1–EPM 5-15.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
85. Dunlop, D.J., & Özdemir, Ö. (1997). Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794>
86. Elming, S.-Å. (1985). A palaeomagnetic study of Svecokarelian basic rocks from northern Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 107(1), 17–35. <https://doi.org/10.1080/11035898509452608>
87. Elming, S.-Å. (1994). Palaeomagnetism of Precambrian rocks in northern Sweden and its correlation to radiometric data. *Precambrian Research*, 69(1–4), 61–79.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90079-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90079-5)
88. Elming, S.-Å., Pesonen, L.J., Leino, M.A.H., Khramov, A.N., Mikhailova, N.P., Krasnova, A.F., Merlanen, S., Bylund, G., & Terho, M. (1993). The drift of the Fennoscandian and Ukrainian Shields during the Precambrian: a Palaeomagnetic analysis. *Tectonophysics*, 223(3–4), 177–198. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90137-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90137-9)
89. Elming, S.-A., Mikhailova, N.P., & Kravchenko, S.N. (1998). The consolidation of the East European Craton: a paleomagnetic analysis of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield and tectonic reconstructions versus Fennoscandia. *Геофизический журнал*, 20(4), 71–74.
90. Elming, S.-A., Mikhailova, N.P., & Kravchenko, S.N. (2001). Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstruction of the Ukrainian and Fennoscandian shields. *Tectonophysics*, 339(1-2), 19–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00032-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00032-4)
91. Elming, S.A., Kravchenko, S.N., Layer, P., Rusakov, O.M., Glevasskaya, A.M., Mikhailova, N.P., & Bachtadse, V. (2007). Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age

determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *Journal of the Geological Society*, 164(5), 969–982. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-163>

92. Elming, S.-Å., Moakhar, M.O., Layer, P., & Donadini, F. (2009). Uplift deduced from remanent magnetization of a proterozoic basic dyke and the baked country rock in the Hoting area, Central Sweden: a palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Geophysical Journal International*, 179(1), 59–78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04265.x>

93. Elming, S.-Å., Shumlyanskyy, L., Kravchenko, S., Layer, P., & Söderlund, U. (2010). Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield: A palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study – The accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia. *Precambrian Research*, 178(1-4), 119–135. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.001>

94. Elming, S.-Å., Layer, P., & Söderlund, U. (2019). Cooling history and age of magnetization of a deep intrusion: A new 1.7 Ga key pole and Svecofennian-post Svecofennian APWP for Baltica. *Precambrian Research*, 329, 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.05.022>

95. Enkin, R.J. (2004). *Paleomagnetism data analysis: Version 4.2*. Geological Survey of Canada.

96. Evans, D.A.D. (2003). True polar wander and supercontinents. *Tectonophysics*, 362(1–4), 303–320. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00064-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00064-X)

97. Evans, D.A. (2006). Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporite palaeolatitudes. *Nature*, 444(7115), 51–55. <https://doi.org/10.1038/nature05203>

98. Evans, D.A.D. (2013). Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *GSA Bulletin*, 125(11–12), 1735–1751. <https://doi.org/10.1130/B30950.1>

99. Fabian, K., Kirchner, A., Williams, W., Heider, F., Leibl, T., & Huber, A. (1996). Three-dimensional micromagnetic calculations for magnetite using FFT. *Geophysical Journal International*, 124(1), 89–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06354.x>

100. Fedotova, M.A., Khramov, A.N., Pisakin, B.N., & Priyatkin, A.A. (1999). Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield. *Geophysical Journal International*, 137(3), 691–712. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00817.x>
101. Feinberg, J.M., Wenk, H.R., Renne, P.R., & Scott, G.R. (2004). Epitaxial relationships of clinopyroxene-hosted magnetite determined using electron backscatter diffraction (EBSD) technique. *American Mineralogist*, 89(2-3), 462–466. <https://doi.org/10.2138/am-2004-2-328>
102. Feinberg, J.M., Scott, G.R., Renne, P.R., & Wenk, H.R. (2005). Exsolved magnetite inclusions in silicates: Features determining their remanence behavior. *Geology*, 33(6), 513–516. <https://doi.org/10.1130/G21290.1>
103. Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130), 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
104. Gonçalves, A., Sant’Ovaia, H., & Noronha, F. (2025). Anisotropy of magnetic susceptibility as the key to understand the ascending and emplacement mechanisms of granitic plutons: a review. *Journal of Iberian Geology*, 51, 153–178. <https://doi.org/10.1007/s41513-024-00272-8>
105. Grocolas, T., Müntener, O., Bloch, E.M., Escrig, S., Ulyanov, A., & Bouvier, A.S. (2025). Cooling rates and melt extraction timescales determined by diffusion chronometry on shallow crustal plutonic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 180, 45. <https://doi.org/10.1007/s00410-025-02238-0>
106. Halls, H.C. (1976). A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles. *Geophysical Journal International*, 45(2), 297–304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb00327.x>
107. Halls, H.C., Lovette, A., Hamilton, M., & Söderlund, U. (2015). A paleomagnetic and U-Pb geochronology study of the western end of the Grenville dyke swarm: Rapid changes in paleomagnetic field direction at ca. 585 Ma related to polarity

reversals? *Precambrian Research*, 257, 137–166.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.029>

108. Hirt, A.M., & Williams, W. (2026). Revisiting the source of inverse magnetic anisotropy with susceptibility maps for magnetite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 70(1), 11. <https://doi.org/10.1007/s11200-026-00012-x>

109. Hoyer, G.S., & O'Reilly, W. (1973). Low temperature oxidation of ferromagnesian olivines—A gravimetric and magnetic study. *Geophysical Journal International*, 33(1), 81–92. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03416.x>

110. Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>

111. Idnurm, M., Giddings, J.W., & Plumb, K.A. (1995). Apparent polar wander and reversal stratigraphy of the Palaeo-Mesoproterozoic southeastern McArthur Basin, Australia. *Precambrian Research*, 72(1–2), 1–41. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00051-R](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00051-R)

112. Iosifidi, A.G., Bogdanova, S., Khramov, A.N., & Bylund, G. (1999). Palaeomagnetic study of Palaeoproterozoic granitoids from the Voronezh Massif, Russia. *Geophysical Journal International*, 137(3), 723–731. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00818.x>

113. Jarboe, N.A., Koppers, A.A., Tauxe, L., Minnett, R., & Constable, C. (2012). The Online MagIC Database: Data Archiving, Compilation, and Visualization for the Geomagnetic, Paleomagnetic and Rock Magnetic Communities. In *American Geophysical Union Fall Meeting 2012* (GP31A-1063). American Geophysical Union.

114. Jelínek, V. (1973). Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility and its anisotropy. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 17, 36–48. <https://doi.org/10.1007/BF01614027>

115. Jelínek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22, 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>

116. Jelínek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3–4), T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)

117. Jellinek, A. M., & Manga, M. (2004). Links between long-lived hot spots, mantle plumes, D", and plate tectonics. *Reviews of Geophysics*, 42(3), RG3002. <https://doi.org/10.1029/2003RG000144>
118. Jones, C. (2007). Geodynamo. In: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (eds) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_108
119. Kilifarska, N. A., Bakhmutov, V. G., & Melnyk, G. V. (2020). *The hidden link between Earth's magnetic field and climate*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2018-0-01667-9>
120. Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699–718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
121. Kissel, C., & Laj, C. (2004). Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: application to Hawaiian basaltic long cores. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 155–169. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010>
122. Klein, R., Pesonen, L. J., Mänttari, I., & Heinonen, J. S. (2016). A late Paleoproterozoic key pole for the Fennoscandian Shield: A paleomagnetic study of the Keuruu diabase dykes, Central Finland. *Precambrian Research*, 286, 379-397. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.10.013>
123. Konrad, K., Koppers, A. A. P., Steinberger, B., Nichols, A. R. L., Emmett, L. J., Carey, A. A., Sherrod, D. R., Jackson, M. G., Bongiolo, E. M., & Parmisano, S. I. (2018). On the relative motions of long-lived Pacific mantle plumes. *Nature Communications*, 9(1), 854. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03277-x>
124. Kontny, A., de Wall, H., Sharp, T.G., & Pósfai, M. (2000). Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260 °C section at the KTB drilling site, Germany. *American Mineralogist*, 85(10), 1416–1427. <https://doi.org/10.2138/am-2000-1010>
125. Kravchenko, S.N. (2005). First estimate for the age of a mesoproterozoic palaeomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49(2), 177–190. <https://doi.org/10.1007/s11200-005-0004-6>

126. Labrosse, S., & Macouin, M. (2003). The inner core and the geodynamo. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 37–50. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00013-0)
127. Lahtinen, R., Köykkä, J., Salminen, J., Sayab, M., & Johnston, S.T. (2023). Paleoproterozoic tectonics of Fennoscandia and the birth of Baltica. *Earth-Science Reviews*, 246, 104586. <https://doi.org/10.1016/j.earscrev.2023.104586>
128. Leonard, J., Zahirovic, S., Holden, P.B., Müller, R.D., & Sijp, W.P. (2025). Polar wander leads to large differences in past climate reconstructions. *Communications Earth & Environment*, 6(1), 508. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02485-w>
129. Leonhardt, R., Heunemann, C., & Krása, D. (2004). Analyzing absolute paleointensity determinations: acceptance criteria and the software ThellierTool4.0. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, 2004GC000807. <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>
130. Lloyd, S.J., Biggin, A.J., & Li, Z.X. (2021a). New paleointensity data suggest possible Phanerozoic-type paleomagnetic variations in the Precambrian. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(10), e2021GC009990. <https://doi.org/10.1029/2021GC009990>
131. Lloyd, S.J., Biggin, A.J., Halls, H., & Hill, M.J. (2021b). First palaeointensity data from the cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age. *Geophysical Journal International*, 226(1), 66–77. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab090>
132. Lloyd, S.J., Biggin, A.J., Paterson, G.A., & McCausland, P.J.A. (2022). Extremely weak early Cambrian dipole moment similar to Ediacaran: Evidence for long-term trends in geomagnetic field behaviour? *Earth and Planetary Science Letters*, 595, 117757. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117757>
133. Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159–162. <https://doi.org/10.1029/GL017I002p00159>
134. Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Stepanova, A.V., Bogdanova, S.V., & Sokolov, S.J. (2017). Fennoscandia before Nuna/Columbia: Paleomagnetism of 1.98–

1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications. *Precambrian Research*, 292, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.011>

135. Luoto, T., Salminen, J., Mertanen, S., Elming, S.Å., & Pesonen, L.J. (2023). New palaeoproterozoic palaeomagnetic data from Central and Northern Finland indicate a long-lived stable position for Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 235(2), 1810–1831. <https://doi.org/10.1093/gji/ggad247>

136. Mackwell, S.J. (1992). Oxidation kinetics of fayalite (Fe₂SiO₄). *Physics and Chemistry of Minerals*, 19(4), 220–228. <https://doi.org/10.1007/BF00202311>

137. Matthews, K.J., Maloney, K.T., Zahirovic, S., Williams, S.E., Seton, M., & Müller, R.D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>

138. McElhinny, M. W., McFadden, P. L., & Merrill, R. T. (1996). The time-averaged paleomagnetic field 0–5 Ma. *Journal of Geophysical Research*, 101(B11), 25007–25027. <https://doi.org/10.1029/96JB01911>

139. McElhinny, M.W., & McFadden, P.L. (1997). Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131(2), 240–252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01219.x>

140. McElhinny, M.W., & McFadden, P.L. (2000). *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. Academic Press

141. McFadden, P.L., & McElhinny, M.W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725–729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>

142. Meduri, D.G., Biggin, A.J., Davies, C.J., Bono, R.K., Sprain, C.J., & Wicht, J. (2021). Numerical dynamo simulations reproduce paleomagnetic field behavior. *Geophysical Research Letters*, 48(5), e2020GL090544. <https://doi.org/10.1029/2020GL090544>

143. Meert, J.G., Pivarunas, A.F., Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., Pesonen, L.J., Li, Z.X., Elming, S.Å., Miller, S.R., Zhang, S., & Salminen, J.M. (2020). The magnificent

seven: A proposal for modest revision of the Van der Voo (1990) quality index. *Tectonophysics*, 790, 228549. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228549>

144. Merdith, A.S., Collins, A.S., Williams, S.E., Pisarevsky, S., Foden, J.D., Archibald, D.B., Blades, M.L., Alessio, B.L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C., & Müller, R.D. (2017). A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*, 50, 84–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.001>

145. Mertanen, S., & Pesonen, L.J. (1994). Preliminary results of a palaeomagnetic and rock magnetic study of the Proterozoic Tsuomasvarri intrusions, northern Fennoscandia. *Precambrian Research*, 69(1–4), 25–50. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90077-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90077-9)

146. Mertanen, S., & Pesonen, L.J. (1995). Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of the Sipoo Subjotnian quartz porphyry and diabase dykes, southern Fennoscandia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 88(3–4), 145–175. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02992-K](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)02992-K)

147. Mertanen, S., Halls, H.C., Vuollo, J.I., Pesonen, L.J., & Stepanov, V.S. (1999). Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield – implications for continental reconstructions. *Precambrian Research*, 98(3–4), 197–221. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00050-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00050-9)

148. Mertanen, S., Eklund, O., Shebanov, A., Frank-Kamenetsky, D., & Vasilieva, T. (2006a). Paleo- and mesoproterozoic dyke swarms in the Lake Ladoga area, NW Russia – palaeomagnetic studies. In E. Hanski, S. Mertanen, O.T. Ramo, & J. Vuollo (Eds.), *Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution* (pp. 63–74). Taylor & Francis.

149. Mertanen, S., Holtta, P., Pesonen, L.J., & Paavola, J. (2006b). Palaeomagnetism of palaeoproterozoic dolerite dykes in central Finland. In E. Hanski, S. Mertanen, O.T. Ramo, & J. Vuollo (Eds.), *Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution* (pp. 243–256). Taylor & Francis.

150. Mitchell, R.N., Wu, L., Murphy, J.B., & Li, Z.X. (2020). Trial by fire: Testing the paleolongitude of Pangea of competing reference frames with the African LLSVP. *Geoscience Frontiers*, 11(4), 1253–1256. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.002>

151. Mitchell, R.N., Zhang, N., Salminen, J., Liu, Y., Spencer, C.J., Steinberger, B., Murphy, J.B., & Li, Z.-X. (2021). The supercontinent cycle. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(6), 358–374. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00160-0>
152. Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., & Cannon, J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 107–138. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>
153. Müller, R.D., Cannon, J., Qin, X., Watson, R.J., Gurnis, M., Williams, S., Pfaffelmoser, T., Seton, M., Russell, S.H.J., & Zahirovic S. (2018). GPlates: Building a virtual Earth through deep time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7), 2243–2261. <https://doi.org/10.1029/2018GC007584>
154. Müller, R.D., Flament, N., Cannon, J., Tetley, M.G., Williams, S.E., Cao, X., Bodur, O.F., Zahirovic, S., & Merdith, A. (2022). A tectonic-rules-based mantle reference frame since 1 billion years ago – implications for supercontinent cycles and plate-mantle system evolution. *Solid Earth*, 13(7), 1127–1159. <https://doi.org/10.5194/se-13-1127-2022>
155. Murthy, G.S., Evans, M.E., & Gough, D.I. (1971). Evidence of single-domain magnetite in the Michikamau anorthosite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(3), 361–370. <https://doi.org/10.1139/e71-036>
156. Nagaraju, J., Chetty, T.R.K., Vara Prasad, G.S., & Patil, S.K. (2008). Transpressional tectonics during the emplacement of Pasupugallu Gabbro Pluton, Western margin of Eastern Ghats Mobile Belt, India: Evidence from AMS fabrics. *Precambrian Research*, 162(1-2), 86–101. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.07.025>
157. Nagata, T., Arai, Y., & Momose, K. (1963). Secular Variation of the Geomagnetic Total Force during the Last 5000 Years. *Journal of Geophysical Research*, 68, 5277–5281. <https://doi.org/10.1029/j.2156-2202.1963.tb00005.x>
158. Néel, L. (1955). Some theoretical aspects of rock-magnetism. *Advances in Physics*, 4:14, 191–243. <https://doi.org/10.1080/00018735500101204>

159. Neuvonen, K.J. (1986). On the direction of remanent magnetization of the quartz porphyry dikes in SE Finland. *Bulletin of Geological Survey of Finland*, 58(1–2), 195–201. <https://doi.org/10.17741/bgsf/58.1.013>
160. Nikolaisen, E.S., Harrison, R., Fabian, K., Church, N., McEnroe, S.A., Sørensen, B.E., & Tegner, C. (2022). Hysteresis parameters and magnetic anisotropy of silicate-hosted magnetite exsolutions. *Geophysical Journal International*, 229(3), 1695–1717. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac007>
161. Oberhardt, N.Å., Church, N.S., Lode, S., & Aasly, K. (2025). Thermomagnetic susceptibility as a quick screening measure and quantification of pyrrhotite in concrete aggregates. *Construction and Building Materials*, 498, Article 143748. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2025.143748>
162. Paterson, G.A. (2011). A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments. *Journal of Geophysical Research*, 116, B10104. <https://doi.org/10.1029/2011JB008369>
163. Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., & Jonestrask, L. C. (2014). On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
164. Paterson, G.A., Zhao, X., Jackson, M., & Heslop, D. (2018). Measuring, processing, and analyzing hysteresis data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(7), 1925–1945. <https://doi.org/10.1029/2018GC007620>
165. Pease, V., Daly, J. S., Elming, S.-Å., Kumpulainen, R., Moczydlowska, M., Puchkov, V., Roberts, D., Saintot, A., & Stephenson, R. (2008). Baltica in the Cryogenian, 850–630 Ma. *Precambrian Research*, 160(1-2), 0–65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.015>
166. Pesonen, L.J., & Neuvonen, K.J. (1981). Palaeomagnetism of the Baltic shield: Implications for Precambrian Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, 4, 623–648. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70030-6](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70030-6)
167. Pesonen, L.J., Torsvik, T.H., Elming, S.Å., & Bylund, G. (1989). Crustal evolution of Fennoscandia—palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 162(1–2), 27–49. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90355-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90355-7)

168. Pesonen, L.J., Mertanen, S., & Veikkolainen, T. (2012). Paleoproterozoic Supercontinents – A Paleomagnetic View. *Geophysica*, 47(1–2), 3–46. https://www.geophysica.fi/pdf/geophysica_2012_48_pesonen.pdf
169. Pisarevsky, S.A., & Bylund, G. (2010). Paleomagnetism of 1780–1770 Ma Mafic and Composite Intrusions of Småland (Sweden): Implications for the Mesoproterozoic Supercontinent. *American Journal of Science*, 310(9), 1168–1186. <https://doi.org/10.2475/09.2010.15>
170. Pisarevsky, S.A., & Sokolov, S.J. (2001). The magnetostratigraphy and a 1780 Ma palaeomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia. *Geophysical Journal International*, 146(2), 531–538. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01479.x>
171. Pisarevsky, S. (2005). New edition of the Global Paleomagnetic Database. *Eos, Transactions AGU*, 86(17), 170. <https://doi.org/10.1029/2005EO170004>
172. Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R. S., & Grommé, C. S. (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *Journal of Geophysical Research*, 90(B12), 10417–10448. <https://doi.org/10.1029/jb090ib12p10417>
173. Quidelleur, X., Valet, J.P., Courtillot, V., & Hulot, G. (1994). Long-term geometry of the geomagnetic field for the last five million years: An updated secular variation database. *Geophysical Research Letters*, 21(15), 1639–1642. <https://doi.org/10.1029/94GL01105>
174. Raub, T.D., Kirschvink, J.L., & Evans, D.A.D. (2007). True Polar Wander: Linking Deep and Shallow Geodynamics to Hydro- and Biospheric Hypotheses. *Treatise on Geophysics*, 511–530. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53802-4.00108-1>
175. Renne, P.R., Scott, G.R., Glen, J.M.G., & Feinberg, J.M. (2002). Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene: Source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12), 1079. <https://doi.org/10.1029/2002GC000319>

176. Riisager, P., & Riisager, J. (2001). Detecting multidomain magnetic grains in Thellier palaeointensity experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 125(1–4), 111–117. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00236-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00236-9)
177. Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. (2018). A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>
178. Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015–1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5)
179. Rogers, J.J.W., & Santosh, M. (2003). Supercontinents in Earth History. *Gondwana Research*, 6(3), 357–368. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70993-X](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70993-X)
180. Roy, J.L. (1983). Paleomagnetism of the North American Precambrian: a look at the data base. *Precambrian Research*, 19(4), 319–348. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(83\)90020-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(83)90020-7)
181. Rusakov, O.M., & Zagniy, G.F. (1973). Archaeomagnetic secular variation study in the Ukraine and Moldavia. *Archaeometry*, 15(2), 249–257. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1973.tb00084.x>
182. Salminen, J., Klein, R., & Mertanen, S. (2019). New rock magnetic and paleomagnetic results for the 1.64 Ga Suomenniemi dyke swarm. SE Finland. *Precambrian Research*, 329, 195–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.001>
183. Salminen, J., Elming, S.Å., Mertanen, S., Wang, C., Almqvist, B., & Moakhar, M.O. (2021). Paleomagnetic studies of rapakivi complexes in the Fennoscandian shield – Implications to the origin of Proterozoic massif-type anorthosite magmatism. *Precambrian Research*, 365, 106406. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106406>
184. Selkin, P. A., & Tauxe, L. (2000). Long-term variations in palaeointensity. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, 358, 1065–1088. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>
185. Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., & Chandler, M. (2012). Global continental

and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3–4), 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>

186. Shaar, R., & Tauxe, L. (2013). Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 677–692. <https://doi.org/10.1002/ggge.20062>

187. Shcherbakova, V.V., Lubnina, N.V., Shcherbakov, V.P., Zhidkov, G.V., & Tsel'movich, V.A. (2017). Paleointensity determination on Neoarchaean dikes within the Vodlozerskii terrane of the Karelian craton. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 53, 714–732. <https://doi.org/10.1134/S1069351317050111>

188. Shephard, G.E., Bunge, H.-P., Schuberth, B.S.A., Müller, R.D., Talsma, A.S., Moder, C., & Landgrebe, T.C.W. (2012). Testing absolute plate reference frames and the implications for the generation of geodynamic mantle heterogeneity structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 317–318, 204–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.027>

189. Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., & Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, 292, 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>

190. Smethurst, M.A., Khramov, A.N., & Torsvik, T.H. (1998). The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea. *Earth-Science Reviews*, 43(1–2), 1–24. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(97\)00019-6](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)00019-6)

191. Steinberger, B., & Torsvik, T.H. (2008). Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature*, 452(7187), 620–623. <https://doi.org/10.1038/nature06824>

192. Steinberger, B., & Torsvik, T.H. (2010). Toward an explanation for the present and past locations of the poles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(6), Q06W06. <https://doi.org/10.1029/2009GC002889>

193. Tarduno, J.A., Cottrell, R.D., & Smirnov, A.V. (2007). Paleointensity: Absolute determinations using single plagioclase crystals. In D. Gubbins & E. Herrero-

Bervera (Eds.), *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (pp. 709–712). Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_251

194. Tarduno, J.A., Zhou, T., Huang, W., & Jodder, J. (2025). Earth's magnetic field and its relationship to the origin of life, evolution and planetary habitability. *National Science Review*, 12(5), nwaf082. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwaf082>

195. Tarling, D.H., & Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall.

196. Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism* (1st ed.). University of California Press. <https://doi.org/10.2307/jj.17681909>

197. Tetley, M.G., Williams, S.E., Gurnis, M., Flament, N., & Müller, R.D. (2019). Constraining absolute plate motions since the Triassic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7231–7258. <https://doi.org/10.1029/2019JB017442>

198. Thallner, D., Shcherbakova, V., Bakhmutov, V., Shcherbakov, V., Zhidkov, G., Poliachenko, I., & Biggin, A. (2022). New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW-Ukraine). *Geophysical Journal International*, 231(1), 474–492. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac186>

199. Thallner, D., Shcherbakova, V., Bakhmutov, V., Shcherbakov, V., Zhidkov, G., Poliachenko, I., & Biggin, A. (2022). New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW-Ukraine). *Geophysical Journal International*, 231(1), 474–492. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac186>

200. Thellier, É., & Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15, 285–376.

201. Thellier, E. (1938). Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques (Doctoral dissertation). Université de Paris.

202. Torsvik, T.H., & Meert, J.G. (1995). Early Proterozoic palaeomagnetic data from the Pechenga Zone (north-west Russia) and their bearing on Early Proterozoic palaeogeography. *Geophysical Journal International*, 122(2), 520–536. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb07011.x>

203. Torsvik, T.H., & Smethurst, M.A. (1999). Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Computers and Geosciences*, 25(4), 395–402. [https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(98\)00143-5](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(98)00143-5)
204. Torsvik, T.H., & Cocks, L.R.M. (2016). *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316225523>
205. Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A., & Walderhaug, H.J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic — A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40(3–4), 229–258. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(96\)00008-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(96)00008-6)
206. Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., & Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: Toward a unified model. *Reviews of Geophysics*, 46(3), RG3004. <https://doi.org/10.1029/2007RG000227>
207. Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., & Cocks, L.R.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscire.2012.06.007>
208. Torsvik, T.H., Steinberger, B., Ashwal, L.D., Doubrovine, P.V., & Trønnes, R.G. (2016). Earth evolution and dynamics—a tribute to Kevin Burke. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1073–1087. <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0228>
209. Tserklevych, A.L., Zayats, O.S., Shylo, Y.O., & Shylo, O.V. (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(1), 19–36. <https://doi.org/10.3103/S0884591318010051>
210. Usui, Y., Shibuya, T., Sawaki, Y., & Komiya, T. (2015). Rock magnetism of tiny exsolved magnetite in plagioclase from a Paleoproterozoic granitoid in the Pilbara craton. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(1), 112–125. <https://doi.org/10.1002/2014GC005508>

211. Vaes, B., & van Hinsbergen, D.J.J. (2025). Slow true polar wander around varying equatorial axes since 320 Ma. *AGU Advances*, 6(2), e2024AV001515. <https://doi.org/10.1029/2024AV001515>
212. Vaes, B., van Hinsbergen, D.J.J., van de Lagemaat, S.H.A., van der Wiel, E., Lom, N., Advokaat, E.L., Boschman, L.M., Gallo, L.C., Greve, A., Guilmette, C., Li, S., Lippert, P.C., Montheil, L., Qayyum, A., & Langereis, C.G. (2023). A global apparent polar wander path for the last 320 Ma calculated from site-level paleomagnetic data. *Earth-Science Reviews*, 245, 104547. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104547>
213. Valet, J. (2007). Paleointensity, Absolute, Techniques. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4423-6_252
214. Van der Voo, R. (1990). The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184(1), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90116-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P)
215. Veikkolainen, T., & Pesonen, L.J. (2014). Palaeosecular variation, field reversals and the stability of the geodynamo in the Precambrian. *Geophysical Journal International*, 199(3), 1515–1526. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu348>
216. Veikkolainen, T., Pesonen, L.J., & Korhonen, K. (2014). An analysis of geomagnetic field reversals supports the validity of the Geocentric Axial Dipole (GAD) hypothesis in the Precambrian. *Precambrian Research*, 244, 33–41. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.10.009>
217. Veikkolainen, T.H., Biggin, A.J., Pesonen, L.J., Evans, D.A., & Jarboe, N. A. (2017). Advancing Precambrian palaeomagnetism with the PALEOMAGIA and PINT (QPI) databases. *Scientific Data*, 4, 170068. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.68>
218. Veselovskiy, R.V., Arzamastsev, A.A., Demina, L.I., Travin, A.V., & Botsyun, S.B. (2013). Paleomagnetism, geochronology, and magnetic mineralogy of Devonian dikes from the Kola alkaline province (NE Fennoscandian Shield). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 49, 526–547. <https://doi.org/10.1134/S106935131303018X>
219. Veselovskiy, R.V., Samsonov, A.V., Stepanova, A.V., Salnikova, E.B., Larionova, Y.O., Travin, A.V., Arzamastsev, A.A., Egorova, S.V., Erofeeva, K.G., Stifeeva, M.V., Shcherbakova, V.V., Shcherbakov, V.P., Zhidkov, G.V., & Zakharov,

V.S. (2019). 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications. *Precambrian Research*, 324, 126–145. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.01.017>

220. Whittaker, J.M., Afonso, J.C., Masterton, S., Müller, R.D., Wessel, P., Williams, S.E., & Seton, M. (2015). Long-term interaction between mid-ocean ridges and mantle plumes. *Nature Geoscience*, 8(6), 479–483. <https://doi.org/10.1038/ngeo2437>

221. Zijderveld, J. D. A. (1967). AC Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. In S. K. Runcorn, K. M. Creer, & D. W. Collinson (Eds.), *Methods in Palaeomagnetism* (pp. 254–286). Elsevier.

ДОДАТОК А

ПРОТОКОЛ ПРОЦЕДУРИ ТЕЛЬЕ-КОЄ

Таблиця А.1. Протокол процедури Телье-Коє.

Крок	Цикл	Етап	$T, ^\circ\text{C}$	$B_{\text{лаб}}, \text{мкТ}$
1	I	ПЗН	20	0
2		ТР	100	0
3		ПТЗН	100	50
4	II	ТР	200	0
5		ПТЗН	200	50
6		ПХ	200	0
7	III	ТР	300	0
8		ПП	100	50
9		ПТЗН	300	50
10	IV	ТР	350	0
11		ПТЗН	350	50
12		ПХ	350	0
13	V	ТР	400	0
14		ПП	300	50
15		ПТЗН	400	50
16	VI	ТР	430	0
17		ПТЗН	430	50
18		ПХ	430	0
19	VII	ТР	460	0
20		ПП	400	50
21		ПТЗН	460	50
22	VIII	ТР	490	0
23		ПТЗН	490	50
24		ПХ	490	0
25	IX	ТР	500	0
26		ПП	460	50
27		ПТЗН	500	50
28	X	ТР	510	0
29		ПТЗН	510	50
30		ПХ	510	0

Крок	Цикл	Етап	$T, ^\circ\text{C}$	$B_{\text{лаб}}, \text{мкТ}$
31	XI	ТР	520	0
32		ПП	500	50
33		ПТЗН	520	50
34	XII	ТР	530	0
35		ПТЗН	530	50
36		ПХ	530	0
37	XIII	ТР	540	0
38		ПП	520	50
39		ПТЗН	540	50
40	XIV	ТР	550	0
41		ПТЗН	550	50
42		ПХ	550	0
43	XV	ТР	560	0
44		ПП	540	50
45		ПТЗН	560	50
46	XVI	ТР	570	0
47		ПТЗН	570	50
48		ПХ	570	0
49	XVII	ТР	580	0
50		ПП	560	50
51		ПТЗН	580	50
52	XVII I	ТР	590	0
53		ПТЗН	590	50
54		ПХ	590	0
55	XIX	ТР	600	0
56		ПП	580	50
57		ПТЗН	600	50

Примітка. Крок відповідає конкретному етапу при заданій температурі в рамках певного циклу. Цикл складається з наступних етапів: ПЗН – вимірювання природної залишкової намагніченості; ТР – T -чистка; ПТЗН – набуття парціальної термічної залишкової намагніченості; ПХ – перевірка «хвостів»; ПП – перевірка ПТЗН. T – лабораторна температура, до якої нагріваються зразки в рамках певного кроку; $B_{\text{лаб}}$ – лабораторне магнітне поле, яке впливає на зразок під час виконання певних етапів.

ДОДАТОК Б

МАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОСЛІДЖУВАНИХ КОЛЕКЦІЙ ПОРІД

Таблиця Б.1. Магнітні характеристики досліджуваних магматичних порід коростенського АРГК

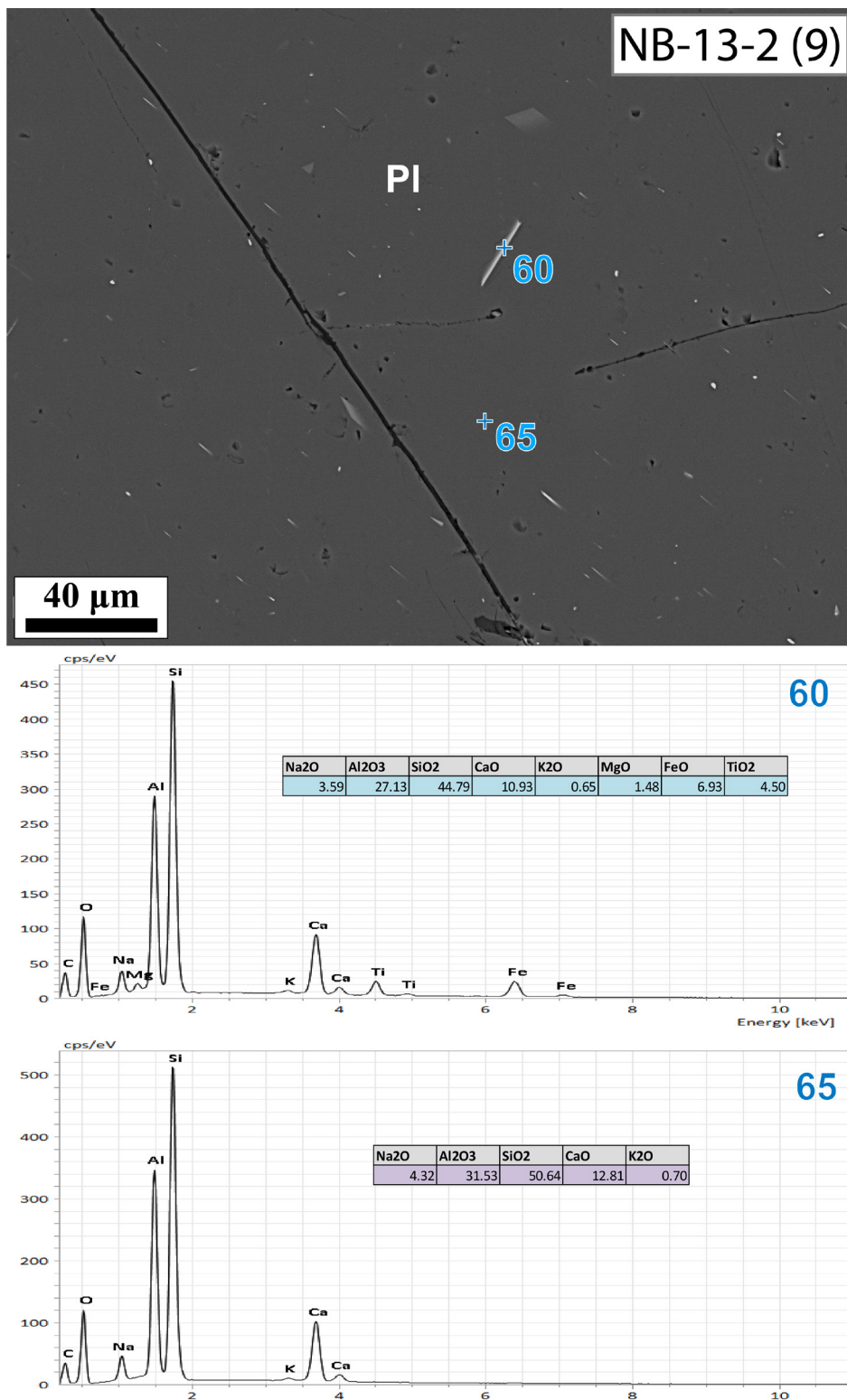
№	Координати місця відбору зразків		Порода	J_n , А/м				χ , 10^{-3} SI				Фактор Q			
	φ , N°	λ , E°		N	$\frac{\text{мін} - \text{макс}}{\text{середнє}}$	Медіана	σ	N	$\frac{\text{мін} - \text{макс}}{\text{середнє}}$	Медіана	σ	N	$\frac{\text{мін} - \text{макс}}{\text{середнє}}$	Медіана	σ
1	50,86418	28,39860	Анортозити	8	$\frac{0,002-0,15}{0,06}$	0,037	0,05	8	$\frac{0,11-0,57}{0,29}$	0,28	0,17	8	$\frac{0,5-8,6}{4,7}$	4,7	2,8
2	50,52722	28,94062	Анортозити	23	$\frac{0,04-0,79}{0,22}$	0,15	0,2	18	$\frac{1,0-4,57}{2,56}$	2,37	1,05	17	$\frac{1,0-4,1}{1,8}$	1,6	0,7
3	50,62362	28,44942	Габро олівінові	19	$\frac{0,05-0,29}{0,13}$	0,11	0,07	32	$\frac{1,86-7,18}{3,58}$	3,22	1,45	15	$\frac{0,4-2,1}{1,0}$	0,9	0,5
4	50,52157	28,94512	Анортозити	42	$\frac{0,0033-0,68}{0,28}$	0,24	0,15	23	$\frac{0,62-4,6}{1,73}$	1,35	1,08	22	$\frac{1,4-8,6}{4,8}$	4,8	2,1
5	50,70181	28,85694	Граніти рапаківіподібні	9	$\frac{0,003-0,072}{0,027}$	0,023	0,02	9	$\frac{0,23-2,13}{1,12}$	1,30	0,7	9	$\frac{0,2-1,2}{0,6}$	0,6	0,3
6	50,46683	28,91173	Анортозити	25	$\frac{0,04-0,76}{0,15}$	0,12	0,14	24	$\frac{0,93-12,9}{4,06}$	3,0	3,0	19	$\frac{0,4-4,6}{1,1}$	0,8	1,0
7	50,56468	28,50905	Анортозити	38	$\frac{0,088-1,45}{0,52}$	0,45	0,34	52	$\frac{0,83-25,1}{5,27}$	3,14	5,9	34	$\frac{0,5-6,4}{2,8}$	2,5	1,7
8	50,62742	28,44686	Габро олівінові	37	$\frac{0,03-0,8}{0,15}$	0,1	0,19	36	$\frac{3,1-8,57}{4,66}$	4,45	1,3	36	$\frac{0,13-4,3}{0,79}$	0,5	0,9
9	50,71822	28,66618	Анортозити	32	$\frac{0,023-0,52}{0,16}$	0,14	0,11	37	$\frac{0,35-3,49}{1,43}$	1,24	0,7	28	$\frac{0,4-11,7}{4,1}$	3,4	3,3
10	50,45974	28,89007	Анортозити	48	$\frac{0,05-0,8}{0,25}$	0,21	0,16	48	$\frac{0,7-14,4}{4,58}$	3,6	3,0	41	$\frac{0,4-3,7}{1,6}$	1,4	0,8
11	50,46312	28,87237	Габро	44	$\frac{0,006-0,24}{0,11}$	0,11	0,05	34	$\frac{1,17-1,91}{1,48}$	1,47	0,16	32	$\frac{0,2-3,8}{2,0}$	2,0	0,8

12	50,64085	28,92705	Граніти рапаківіподібні	6	$\frac{0,012-0,39}{0,14}$	0,16	0,1	6	$\frac{0,6-23,7}{9,8}$	10,1	9,4	6	$\frac{0,2-0,7}{0,4}$	0,18	0,4
13	50,52175	28,94112	Анортозити	32	$\frac{0,011-0,53}{0,11}$	0,08	0,11	16	$\frac{0,4-4,13}{1,85}$	1,4	1,1	16	$\frac{0,4-5,2}{1,9}$	0,5	1,4
13'	50,52175	28,94112	Габро	6	$\frac{0,035-0,12}{0,08}$	0,08	0,03	4	$\frac{2,8-3,46}{3,2}$	3,2	0,26	4	$\frac{0,3-0,6}{0,47}$	0,48	0,15
14	50,48220	28,92603	Габро	21	$\frac{0,088-0,18}{0,11}$	0,1	0,02	20	$\frac{0,9-1,24}{1,07}$	1,04	0,1	20	$\frac{1,9-3,7}{2,5}$	2,3	0,4
15	50,48607	28,94482	Габро	13	$\frac{0,072-0,15}{0,11}$	0,11	0,02	12	$\frac{1,01-1,43}{1,2}$	1,3	0,15	12	$\frac{1,8-2,8}{2,2}$	2,3	0,3
16	50,46857	28,89587	Анортозити	18	$\frac{0,08-0,75}{0,2}$	0,16	0,15	20	$\frac{1,0-9,6}{2,78}$	2,13	2,0	15	$\frac{1,0-3,3}{1,9}$	1,6	0,9
17	50,63096	28,44844	Габро олівінові	27	$\frac{0,03-0,35}{0,17}$	0,18	0,09	25	$\frac{2,4-6,1}{3,91}$	3,62	1,1	18	$\frac{0,22-2,4}{1,0}$	0,7	0,7
18	50,67805	28,31719	Граніти	23	$\frac{0,003-0,1}{0,02}$	0,008	0,025	21	$\frac{0,2-1,8}{0,64}$	0,48	0,4	21	$\frac{0,19-1,7}{0,62}$	0,42	0,4
19	51,25796	28,62570	Граніти	10	$\frac{0,0016-0,016}{0,005}$	0,004	0,004	10	$\frac{0,15-0,6}{0,24}$	0,2	0,13	10	$\frac{0,3-0,7}{0,46}$	0,45	0,13
20	51,25796	28,62570	Діабази	12	$\frac{0,004-0,74}{0,41}$	0,43	0,27	15	$\frac{0,7-12,5}{5,65}$	4,9	3,8	9	$\frac{0,5-2,3}{1,62}$	1,69	0,5
21	50,75947	28,63783	Анортозити	22	$\frac{0,05-0,36}{0,12}$	0,1	0,08	20	$\frac{0,11-0,66}{0,22}$	0,18	0,17	20	$\frac{3,7-38,8}{17}$	14,1	10,4

Примітка. № – номер точки відбору; φ , λ – широта та довгота місця відбору зразків; J_n , χ , Q – природна залишкова намагніченість, об'ємна магнітна сприйнятливість та фактор Кенігсбергера досліджуваних колекцій зразків; N – кількість зразків у колекції (кількість значень у вибірці), для якої розраховані відповідні статистичні параметри: «мін – макс» – мінімальні та максимальні значення вимірюваних параметрів, «середнє» та «медіана» – відповідно середнє та медіанне значення відповідного параметра, σ – середньоквадратичне відхилення для вибірки. № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.1–5.4 та табл. 4.1, 4.2, Г.1 та Д.1

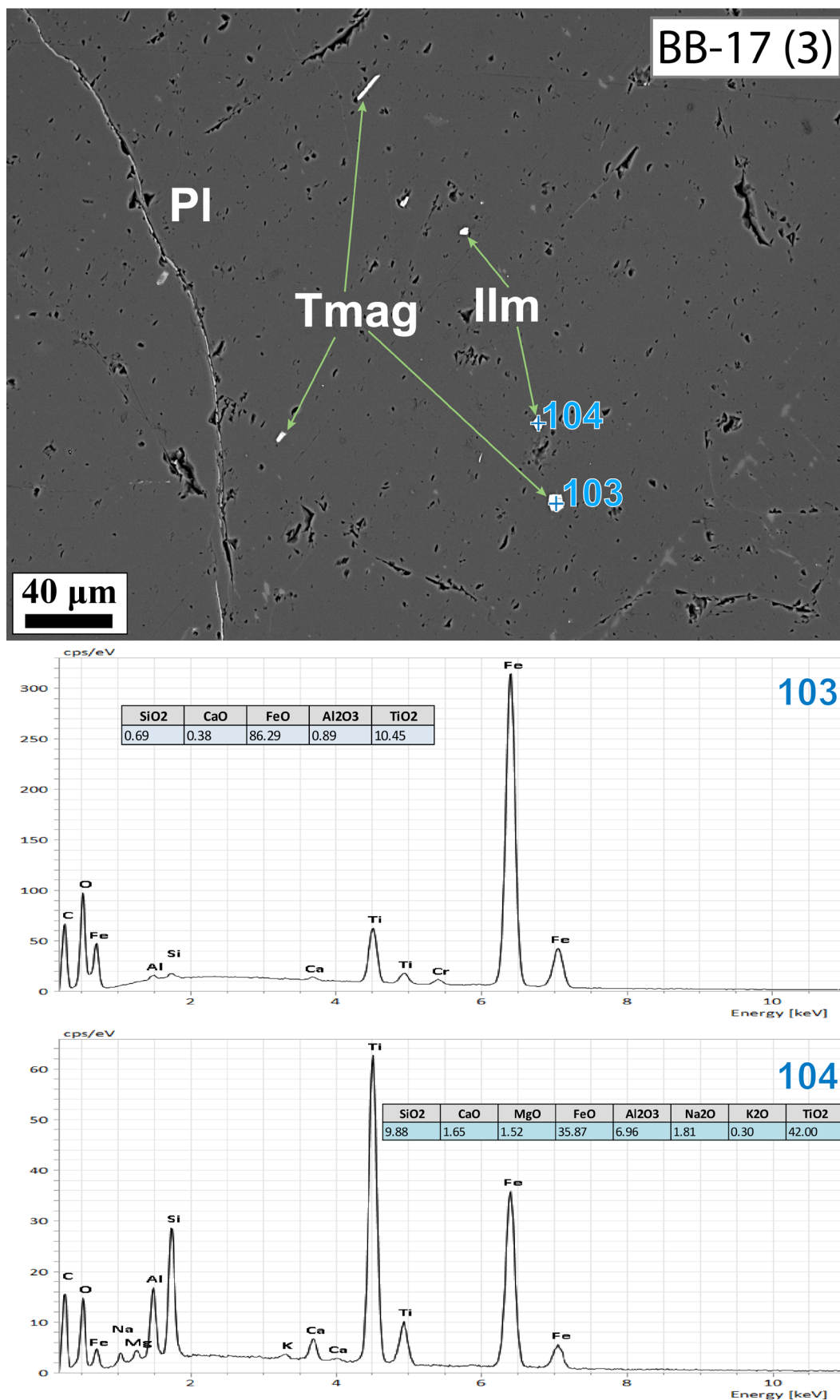
ДОДАТОК В

ЕЛЕКТРОННО-МІКРОСКОПІЧНИЙ ТА МІКРОЗОНДОВИЙ АНАЛІЗИ



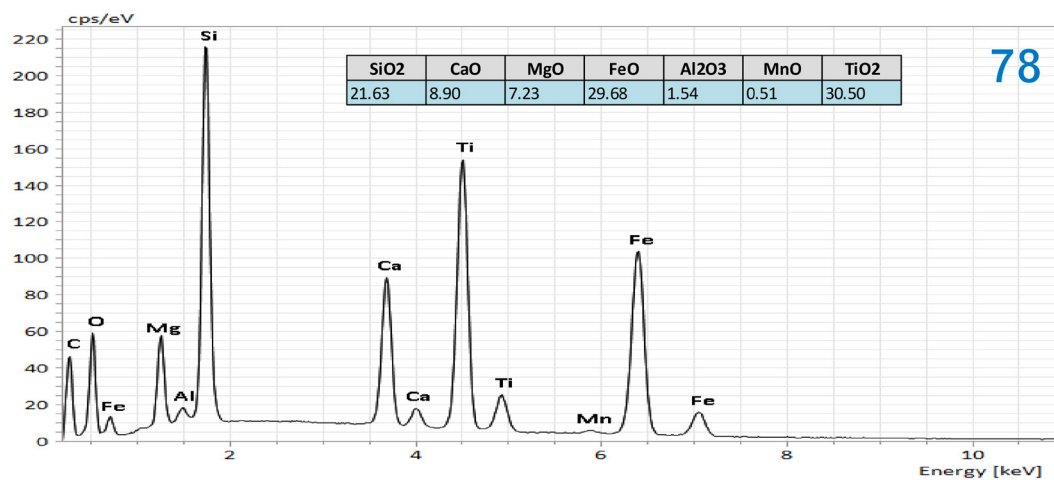
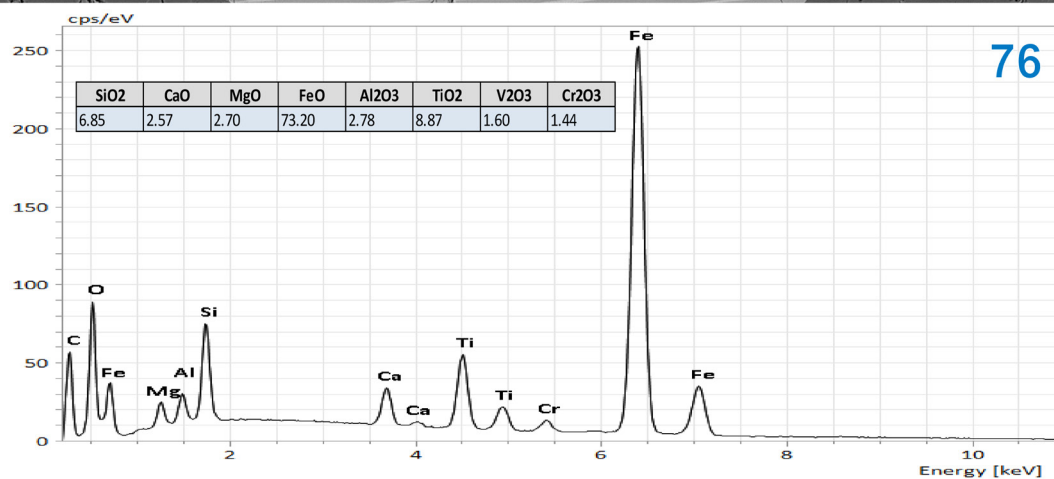
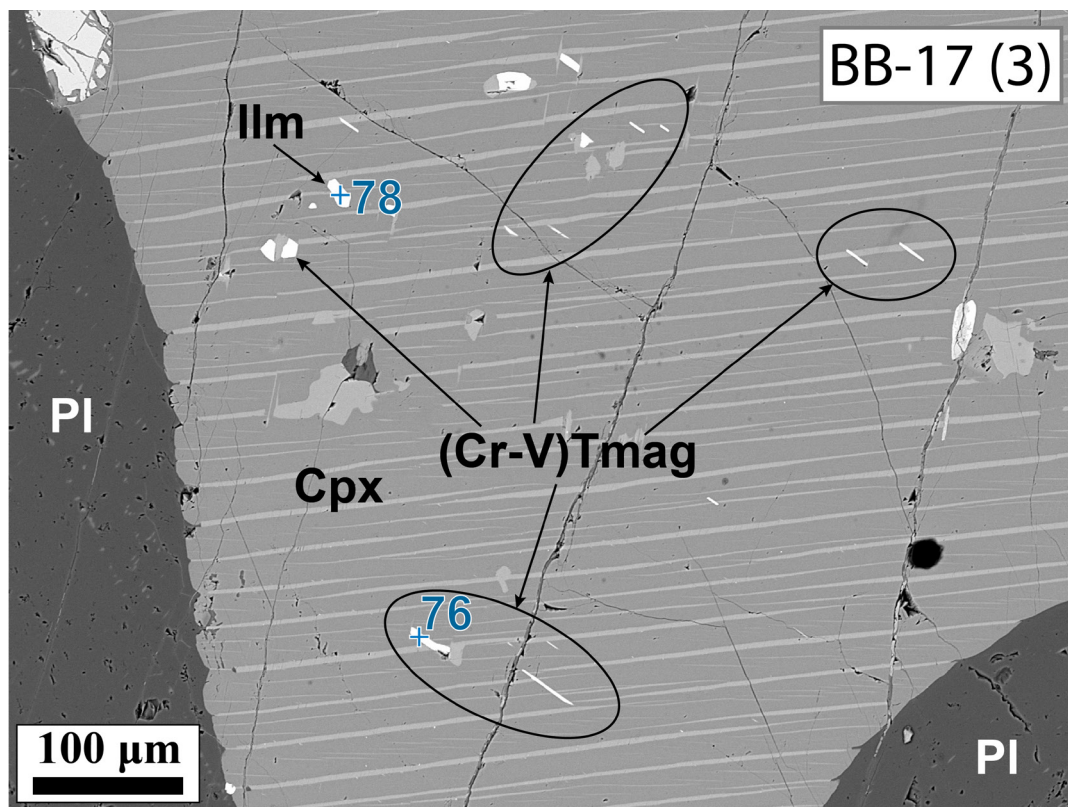
Примітка. Синіми плюсиками показано точки зондування, цифри відповідають номерам точок. У врізках на спектрограмах (знизу) наведено масовий вміст оксидів (у мас. %), нормований на 100%, за результатами напівкількісного мікрозондового аналізу безеталонним методом.

Рисунок В.1. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка анортозиту NB-13-2.



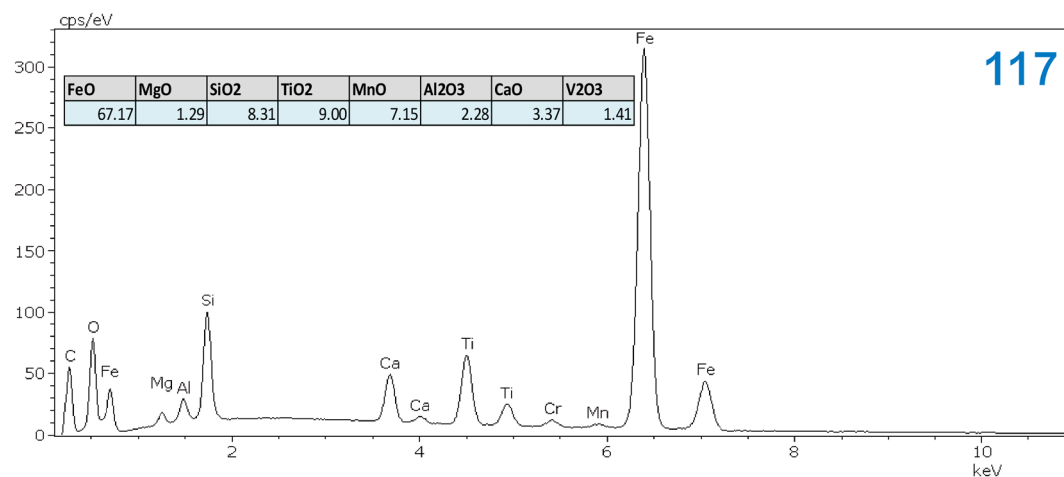
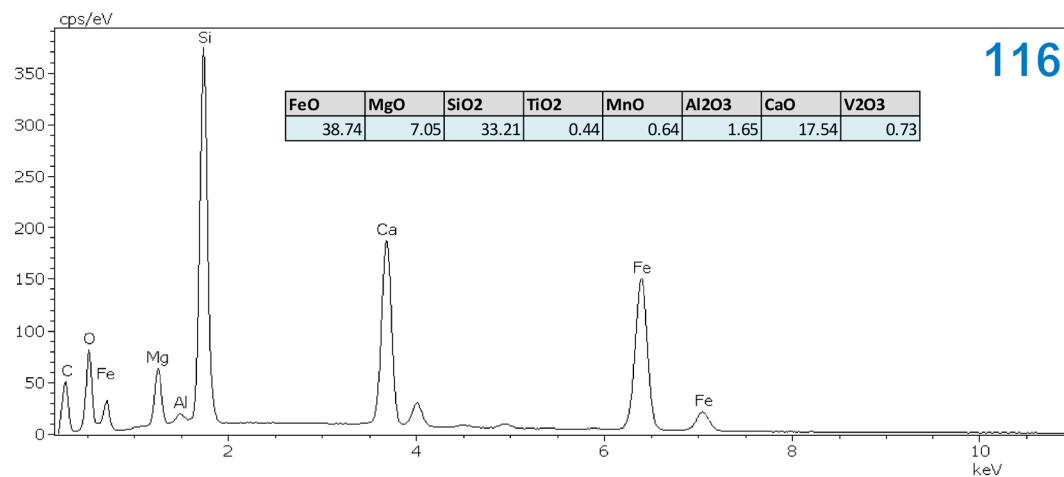
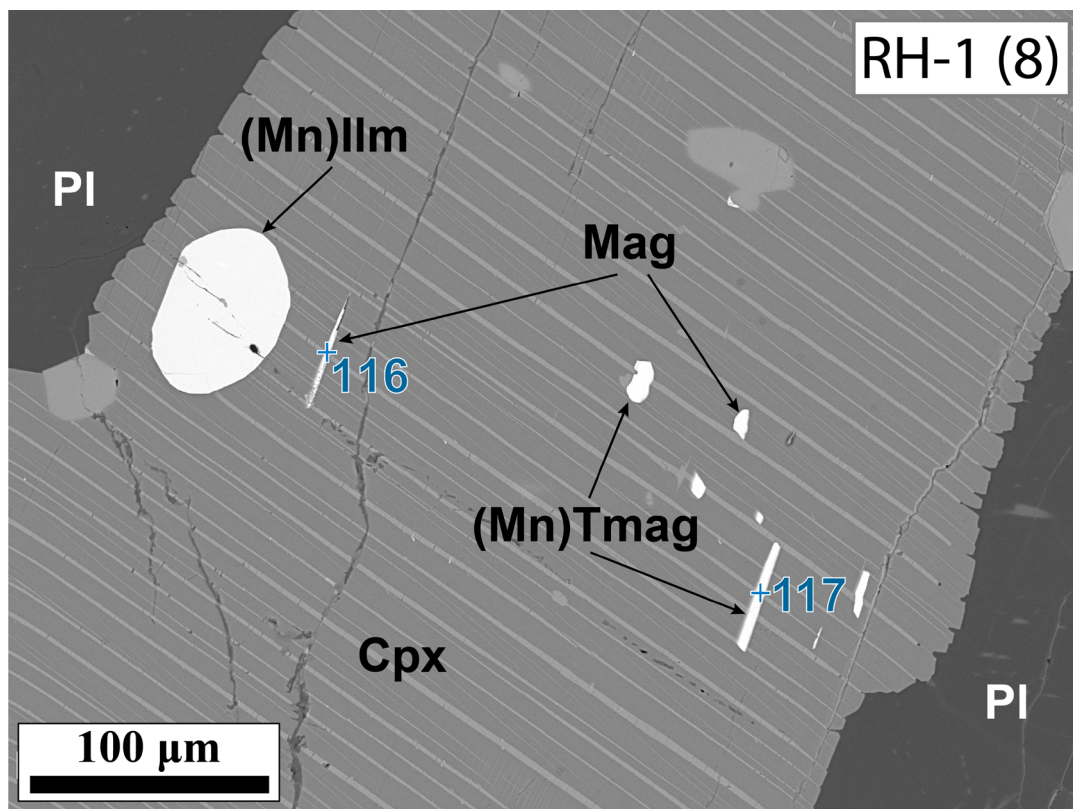
Примітка. Див. примітку до рис. В.1.

Рисунок. В.2. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка габро ВВ-17.



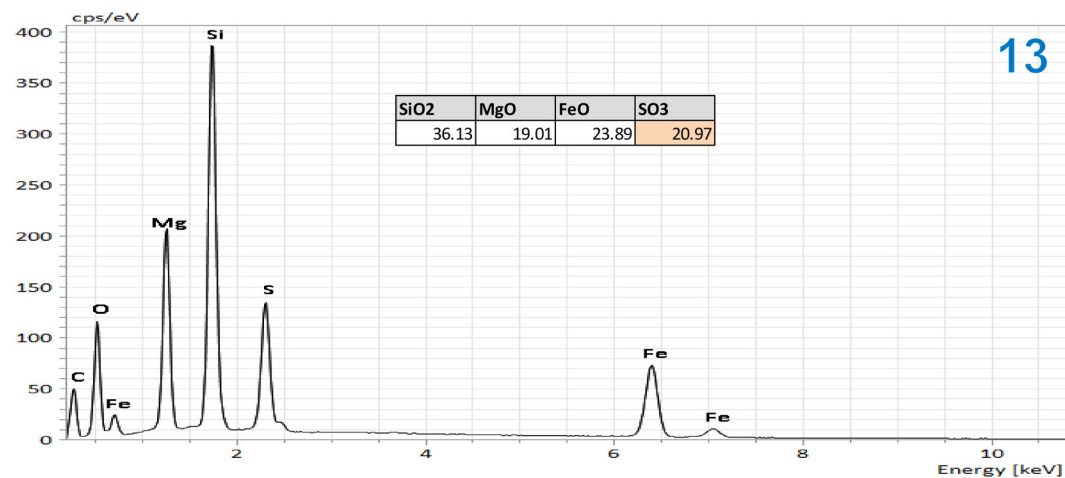
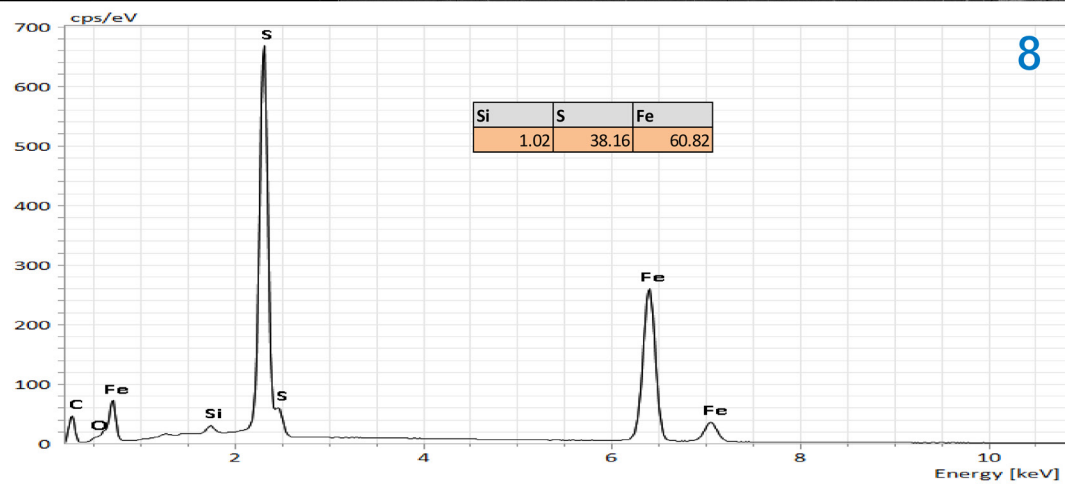
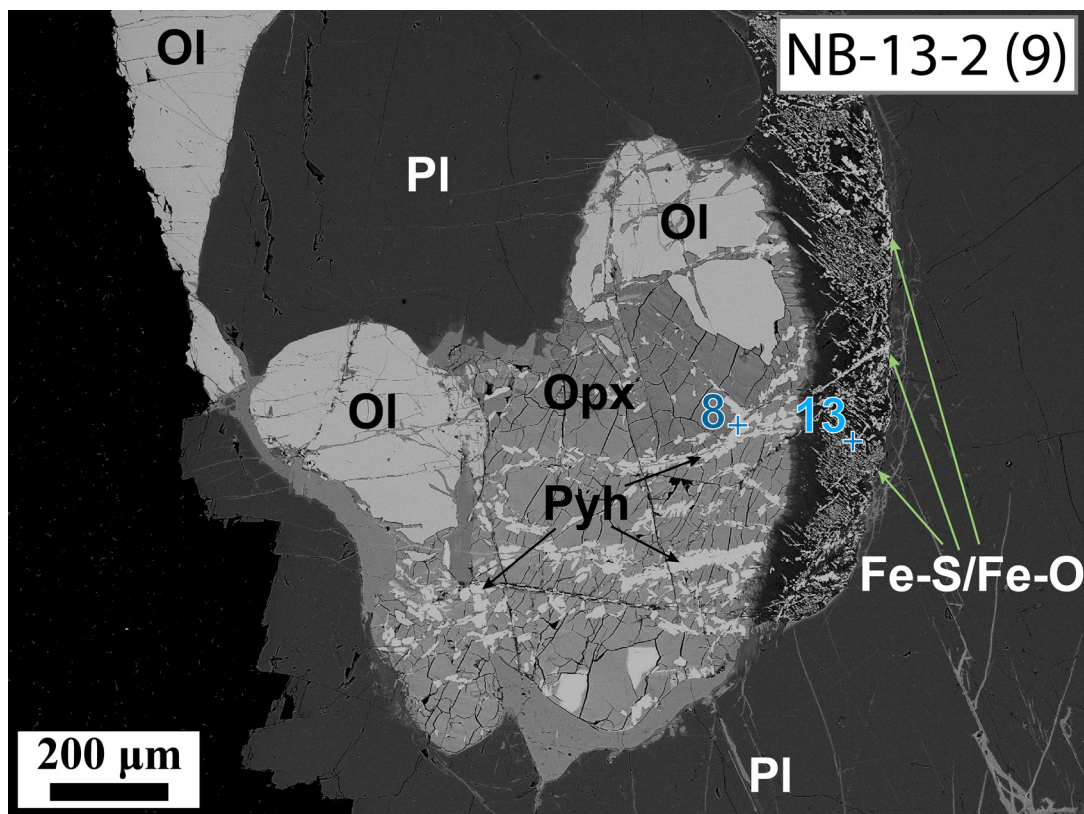
Примітка. Див. примітку до рис. В.1

Рисунок В.3. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка габро ВВ-17.



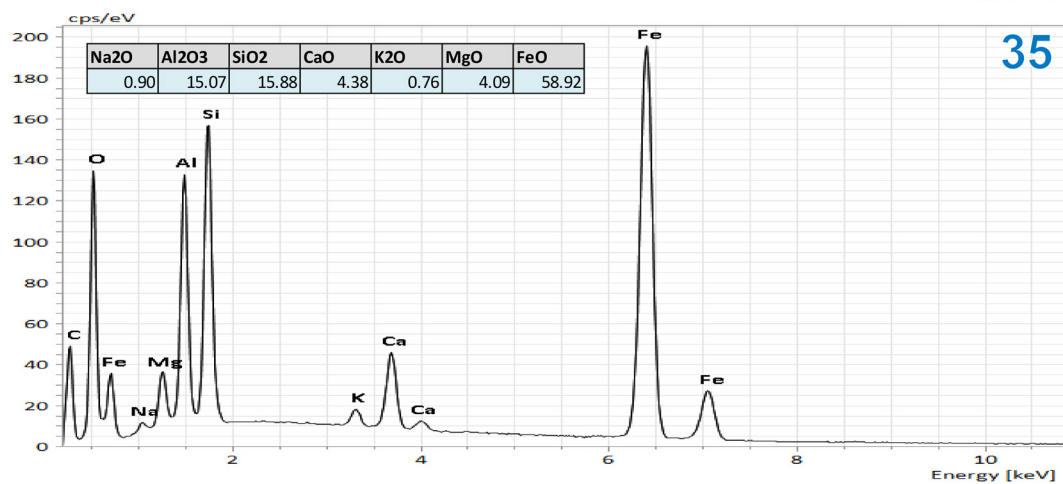
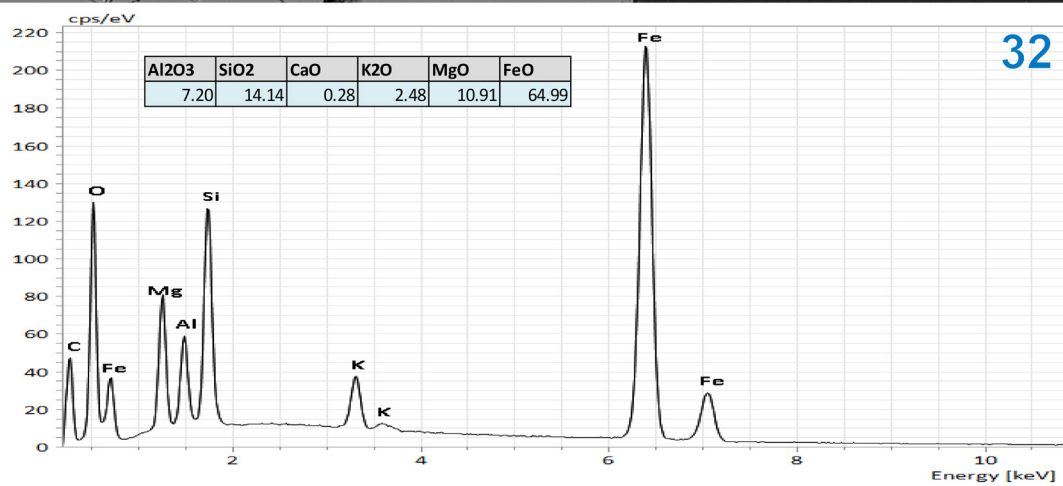
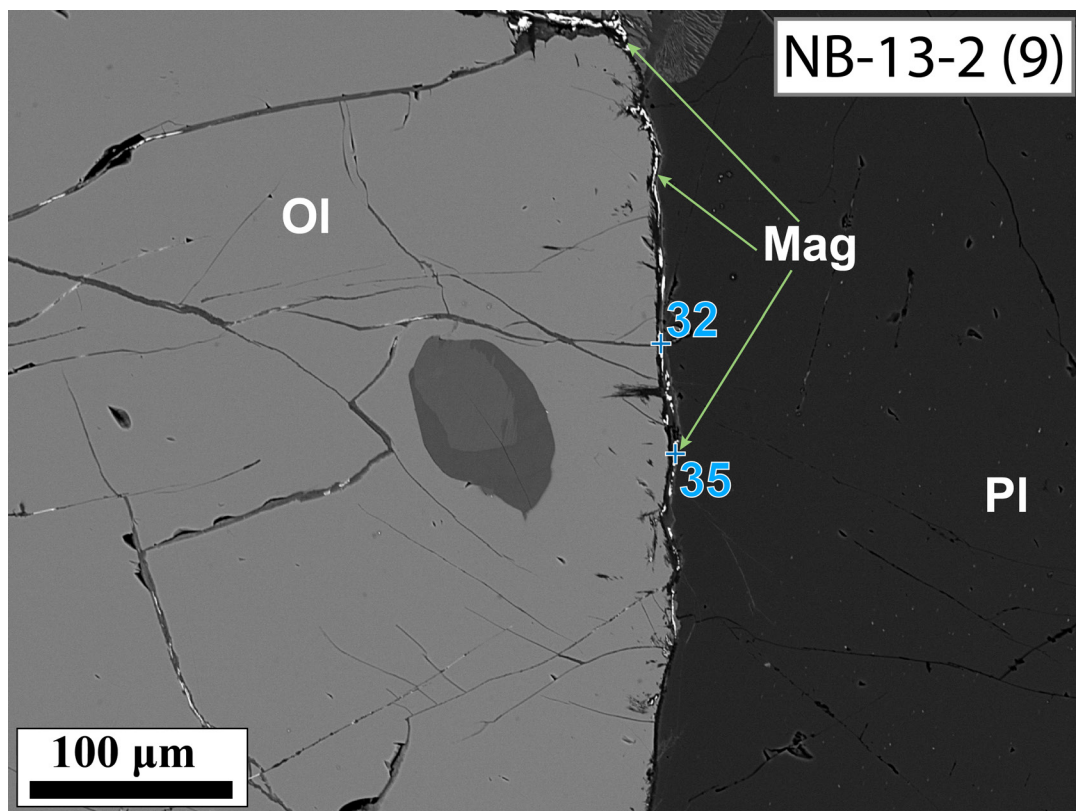
Примітка. Див. примітку до рис. В.1

Рисунок В.4. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка габро RH-1.



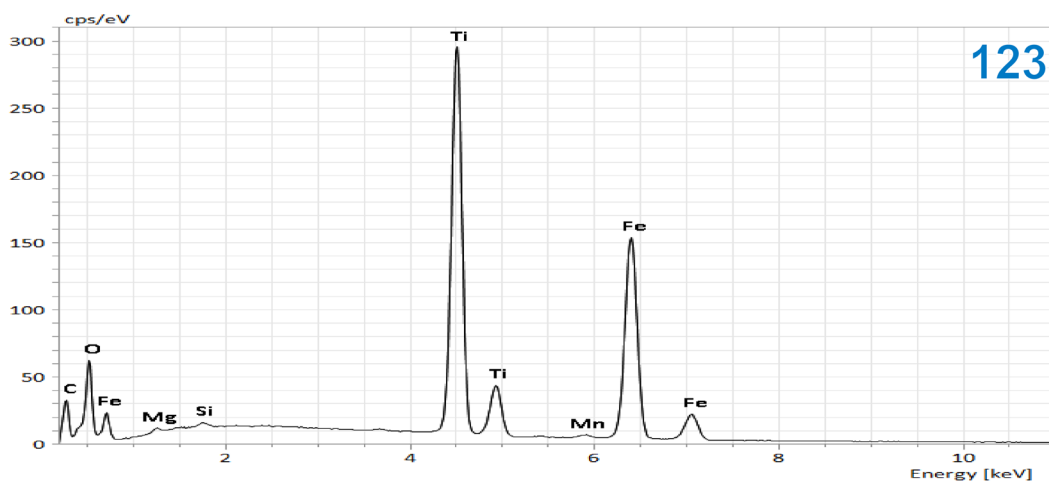
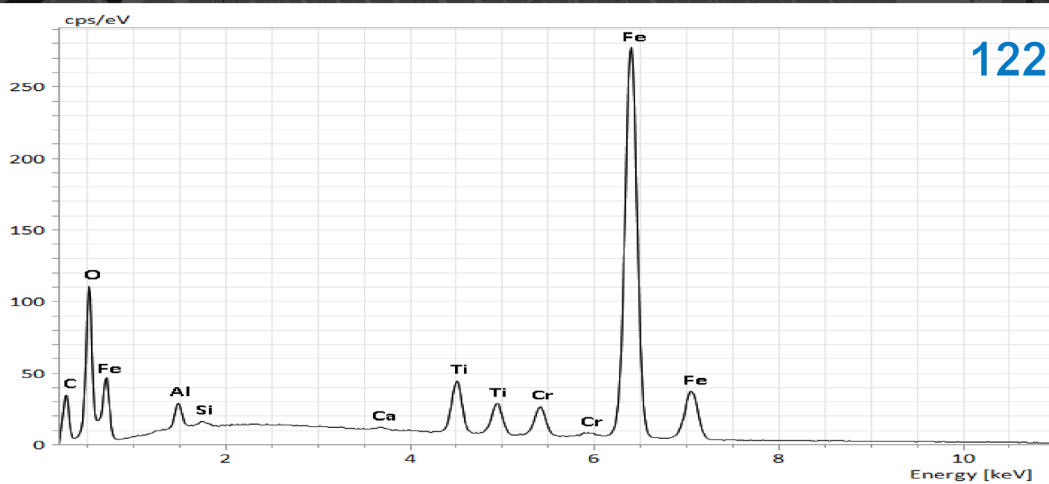
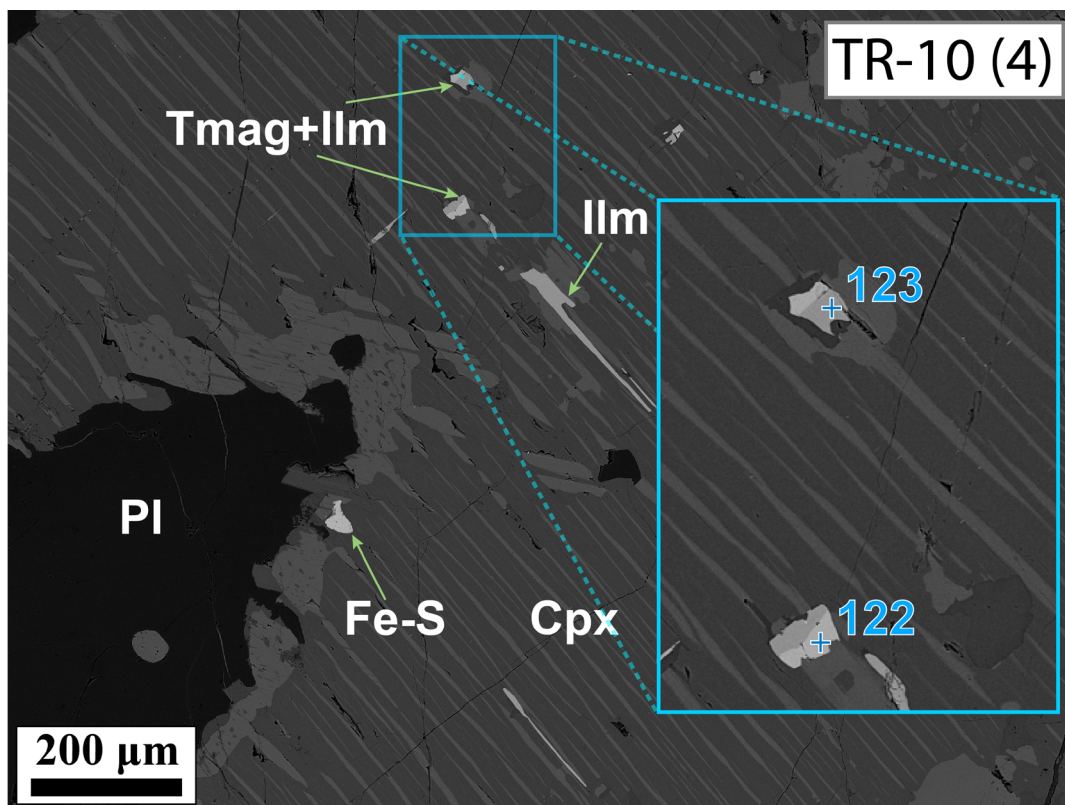
Примітка. Див. примітку до рис. В.1

Рисунок В.5. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка анортозиту NB-13-2.



Примітка. Див. примітку до рис. В.1

Рисунок В.6. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка анортозиту NB-13-2.



Примітка. Див. примітку до рис. В.1

Рисунок В.7. Електронно-мікроскопічне зображення у відбитих електронах (зверху) та енергодисперсійні спектри (знизу) зразка анортозиту TR-10.

ДОДАТОК Г

**ВИДІЛЕНІ КОМПОНЕНТИ НАМАГНІЧЕНСOTІ, ВІРТУАЛЬНІ ПАЛЕОМАГНІТНІ ПОЛЮСИ ТА ПРИКЛАДИ
РЕЗУЛЬТАТІВ АНАЛІЗУ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ І КРУГІВ ПЕРЕМАГНІЧУВАННЯ**

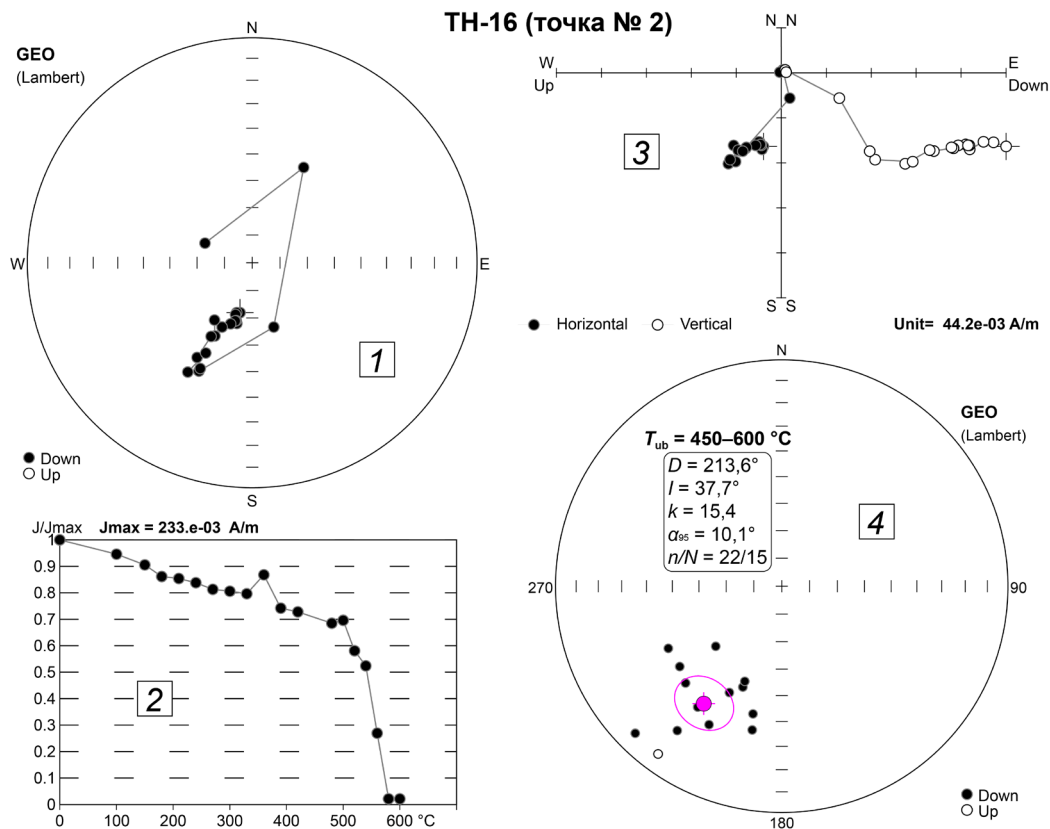
Таблиця Г.1. Компоненти залишкової намагніченості досліджуваних порід та віртуальні геомагнітні полюси

№	Координати місця відбору зразків		Порода	$T_{ub}, ^\circ\text{C}$	Метод аналізу	Параметри середнього напрямку					N/R	Параметри ВГП				$\varphi_{pal}, ^\circ$
	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$				n/N	$D, ^\circ$	$I, ^\circ$	k	α_{95} (МКВ), $^\circ$		$\Phi, ^\circ$	$A, ^\circ$	$dp/dm, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	
1*	50,86418	28,39860	Анортозити	500–580	ГК	7/5	45,2	0,5	22,3	16,6	R	26,6	155,9	8,3/16,6	11,7	0.3
2*	50,52722	28,94062	Анортозити	450–600	ГК	22/15	213,6	37,7	15,4	10,1	N	12,5	177,0	7,0/11,9	9,1	21.1
				180–500	ГК	22/9	71,5	66,2	23,8	10,8						
				180–500	КП	22/10	55,8	51,6		(12,3)						
3	50,62362	28,44942	Габро олівінові	470–570	ГК	18/16	212,3	6,4	40,4	5,9	N	29,5	170,7	3,0/5,9	4,2	3.2
				0–380	ГК	18/11	26,6	65,3	6,9	18,7						
				100–540	КП	18/10	210,6	9,8		(2,4)						
4	50,52157	28,94512	Анортозити	440–580	ГК	35/30	212,2	11,8	15,1	7,0	N	27,1	172,4	3,6/7,1	5,1	6.0
				0–500	ГК	35/13	54,5	63,8	11,0	13,1						
				200–550	КП	35/11	221,8	12,7		(11,0)						
5	50,70181	28,85694	Граніти рапаківіподібні	0–440	ГК	7/6	13,0	60,9	11,7	20,4						
				0–390	КП	7/5	2,9	66,0		(4,5)						
6	50,46683	28,91173	Анортозити	470–590	ГК	25/12	35,1	2,5	11,5	13,4	R+N	32,5	165,9	6,7/13,4	9,5	1.3
				100–440	ГК	25/19	32,1	56,1	11,7	10,3						
				440–580	КП	25/13	41,2	11,6		(9,3)						
7	50,56468	28,50905	Анортозити	520–580	ГК	38/26	43,1	-18,1	18,1	6,9	R	19,5	162,9	3,7/7,2	5,2	-9.3
				100–390	ГК	38/17	17,5	66,5	7,8	13,6						
				100–580	КП	38/21	47,8	-8,4		(7,0)						
8	50,62742	28,44686	Габро олівінові	480–620	ГК	35/20	214,1	7,3	93,7	3,4	N	28,3	169,0	1,7/3,4	2,4	3.7
				0–390	ГК	35/13	36,1	61,5	28,7	7,9						
				100–600	КП	35/12	212,4	9,7		(3,3)						

№	Координати місця відбору зразків		Порода	$T_{ub}, ^\circ\text{C}$	Метод аналізу	Параметри середнього напрямку					N/R	Параметри ВГП				$\varphi_{pal}, ^\circ$
	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$				n/N	$D, ^\circ$	$I, ^\circ$	k	α_{95} (МКВ), $^\circ$		$\Phi, ^\circ$	$A, ^\circ$	$dp/dm, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	
9	50,71822	28,66618	Анортозити	500–580	ГК	28/17	217,9	14,5	109,3	3,4	N+R	23,3	167,1	3,8/3,5	2,5	7.4
				0–450	ГК	28/8	45,4	45,9	24,2	11,5						
				380–570	КП	28/14	212,5	16,9		(4,6)						
10*	50,45974	28,89007	Анортозити	490–580	ГК	48/14	216,3	-1,1	8,5	14,5	N+R(?)	31,4	165,0	7,3/14,5	10,3	-0.6
				0–500	ГК	48/30	53,0	71,1	5,9	11,8						
11	50,46312	28,87237	Габро	230–350	ГК	27/17	49,5	51,7	9,7	12,1						
				0–290	ГК	27/18	33,6	57,7	6,8	14,3						
12	50,64085	28,92705	Граніти рапаківіподібні	300–600	ГК	7/5	281,0	82,9	9,8	25,8						
				0–480	ГК	7/7	221,3	81,2	10,8	19,2						
13	50,52175	28,94112	Анортозити	420–580	ГК	37/20	213,9	7,2	20,1	7,5	N	28,6	169,6	3,8/7,5	5,4	3.6
				0–440	ГК	37/22	69,8	67,5	8,4	11,4						
				380–580	КП	37/20	211,6	4,5		(5,2)						
14	50,48220	28,92603	Габро	220–350	ГК	20/10	56,7	55,6	18,4	11,6						
				0–260	ГК	20/18	61,6	68,6	12,7	10,1						
				100–290	КП	20/13	68,4	55,5		(8,0)						
15	50,48607	28,94482	Габро	150–290	ГК	12/11	80,1	53,8	17,5	11,2						
				0–230	ГК	12/12	31,7	71,2	17,2	10,8						
				0–260	КП	12/10	66,2	52,9		(7,2)						
16*	50,46857	28,89587	Анортозити	470–580	ГК	17/16	203,6	29,8	12,0	11,1	N	20,4	184,7	6,8/12,3	9,2	16.0
				0–440	ГК	17/10	48,4	65,9	34,9	8,3						
				150–580	КП	17/10	201,9	23,5		(8,7)						
				0–440	КП	17/9	202,0	20,5		(8,8)						
17	50,63096	28,44844	Габро олівінові	500–570	ГК	33/24	215,4	12,0	64,0	3,7	N	25,6	168,7	1,9/3,8	2,7	6.1
				100–350	ГК	33/15	357,0	61,8	8,8	13,7						
				440–580	КП	33/7	209,0	13,4		(3,8)						
				100–410	КП	33/12	213,8	11,4		(4,0)						
18	50,67805	28,31719	Граніти	0–350	ГК	19/18	7,7	77,5	7,8	13,2						
				100–550	КП	19/15	33,7	26,9		(8,2)						

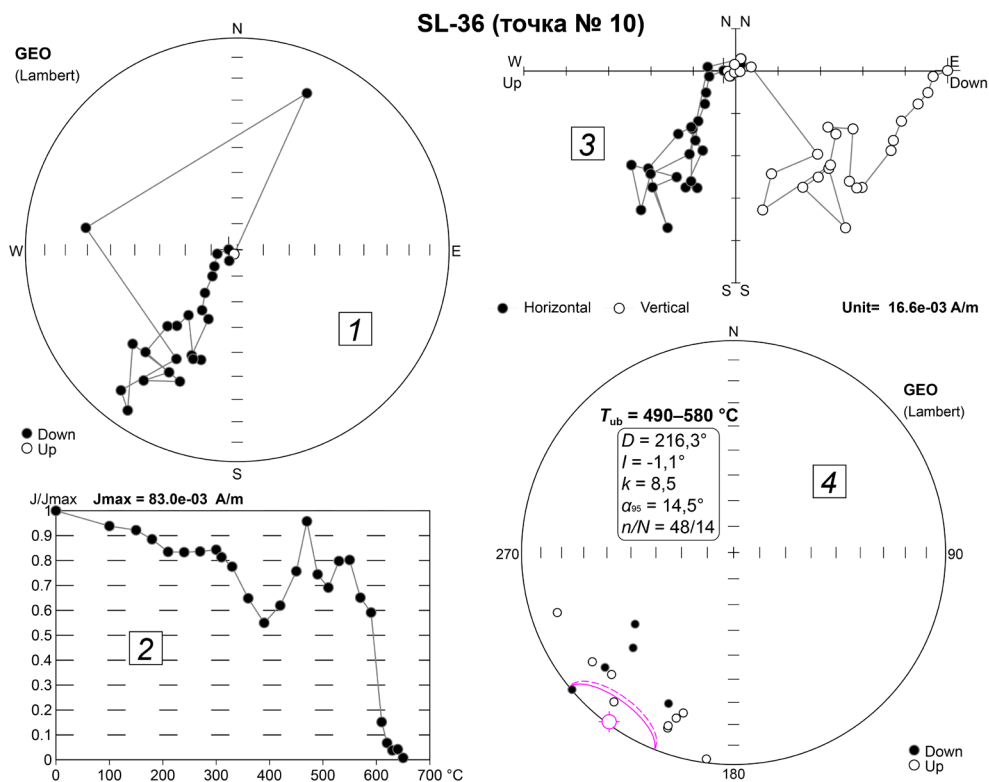
№	Координати місця відбору зразків		Порода	$T_{ub}, ^\circ\text{C}$	Метод аналізу	Параметри середнього напрямку					N/R	Параметри ВГП				$\varphi_{pal}, ^\circ$
	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$				n/N	$D, ^\circ$	$I, ^\circ$	k	α_{95} (МКВ), $^\circ$		$\Phi, ^\circ$	$A, ^\circ$	$dp/dm, ^\circ$	$A_{95}, ^\circ$	
19	51,25796	28,62570	Граніти	260–540	ГК	10/5	41,7	79,3	16,2	19,6						
				100–260	ГК	10/10	44,1	20,7	6,9	19,8						
20	51,25796	28,62570	Діабази	500–580	ГК	14/12	45,9	-5,1	24,0	9,0	R	23,6	157,1	4,5/9,0	6,4	-2.6
				0–350	ГК	14/8	13,5	73,7	14,0	15,3						
				350–560	КП	14/9	48,0	-14,6		(5,0)						
21	50,75947	28,63783	Анортозити	470–560	ГК	21/20	208,1	13,9	67,5	4,0	N	27,3	176,9	2,1/4,1	2,9	7.1

Примітка. № – номер точки відбору; φ, λ – широта та довгота місця відбору зразків; T_{ub} – діапазон деблокуючих температур, в межах якого виділяється ХКН; «метод аналізу» – аналіз головних компонент (ГК) або аналіз кіл перемагнічування (КП); n/N – відношення загальної кількості досліджених зразків у колекції до кількості зразків, для яких були виділені ХКН; D, I – середні для точок відбору схилання та нахилання палеомагнітних напрямків; k – купчастість векторів ХКН в межах колекції зразків; α_{95} (МКВ) – радіус кола довіри для середнього напрямку при 95%-ій ймовірності (максимальне кутове відхилення); N/R – пряма/обернена полярність ХКН; Φ, A – широта і довгота віртуального геомагнітного полюса; dp/dm – півосі еліпса довіри для віртуального геомагнітного полюса при 95%-ій ймовірності; A_{95} – круг довіри для віртуального геомагнітного полюса при 95%-ій ймовірності; φ_{pal} – палеоширота Волинського мегаблоку УЩ. № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.1–5.4 та табл. 5.1, 5.2, 5.3, Б.1 та Д.1. Зеленим та синім кольором виділені ХКН, розраховані відповідно за методом головних компонент та кругів перемагнічування; зірочкою (*) біля № точки відбору та жовтим кольором виділено ХКН, які було виключено із інтерпретації (пояснення див. у підрозділі 5.1); сірим виділено в'язку НТК, розраховану за методом головних компонент.



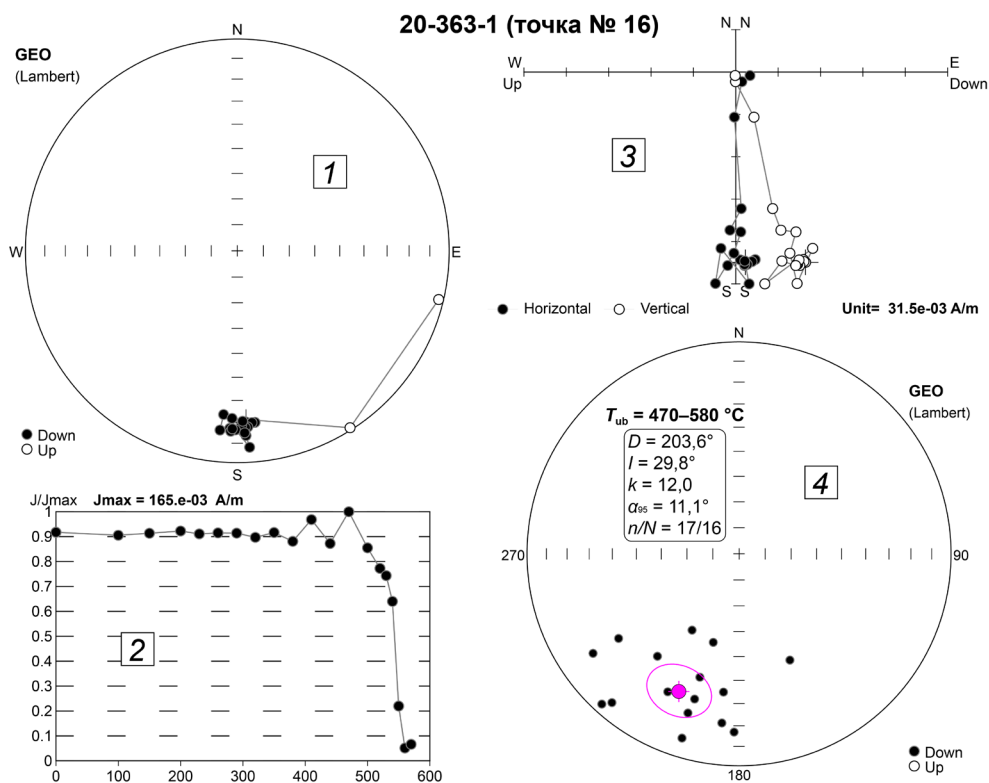
Примітка. 1 – стереографічні проєкції вектора J_n в ході розмагнічування (залиті та незалиті кружечки – проєкції у нижній та верхній півсферах відповідно). 2 – графік модуля J_n (J/J_{max}) в ході T -чистки. 3 – ортогональні проєкції векторів J_n на горизонтальній і вертикальній площинах. 4 – результати компонентного аналізу у вигляді стереографічної проєкції усіх векторів J_n , виділених для певного інтервалу T_{ub} (залиті та незалиті кружечки – проєкції у нижній та верхній півсферах відповідно); середній для точки відбору напрямок вектора J_n показано фіолетовим кружечком, відповідний інтервал довіри α_{95} показано фіолетовою лінією; параметри середнього напрямку вектора J_n , розрахованого методом аналізу головних компонент, наведені у вірзці: D , I – середні для точки відбору схилення та нахилення напрямків ХКН; k – купчастість векторів ХКН в межах колекції зразків; α_{95} – радіус кола довіри для середнього напрямку при 95%-ій ймовірності; n/N – відношення кількості зразків, для яких були виділені вектори J_n у певному інтервалі T_{ub} , до загальної кількості досліджених зразків у колекції. № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.1–5.4, табл. 5.1, 5.2, Г.1 та Д.1.

Рисунок Г.1. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка анортозиту ТН-16 та стереографічні проєкції векторів ненадійної ХКН для точки відбору № 2.



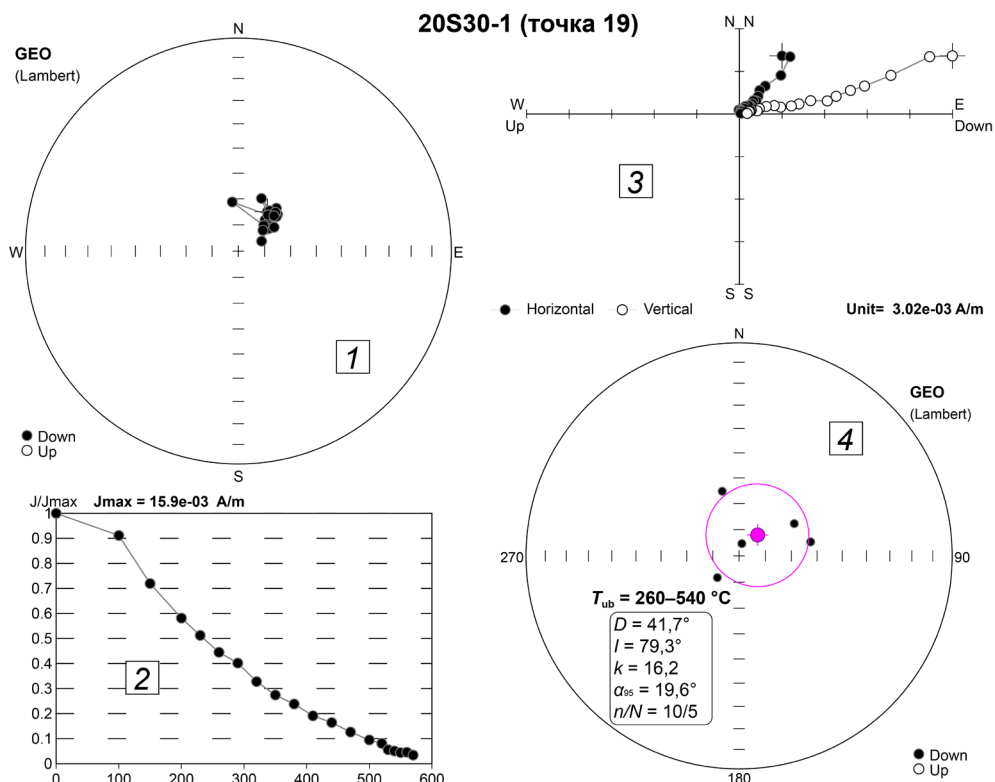
Примітка. Див. примітку до рис. Г.1.

Рисунок Г.2. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка анортозиту SL-36 та стереографічні проєкції векторів ненадійної ХКН для точки відбору № 10.



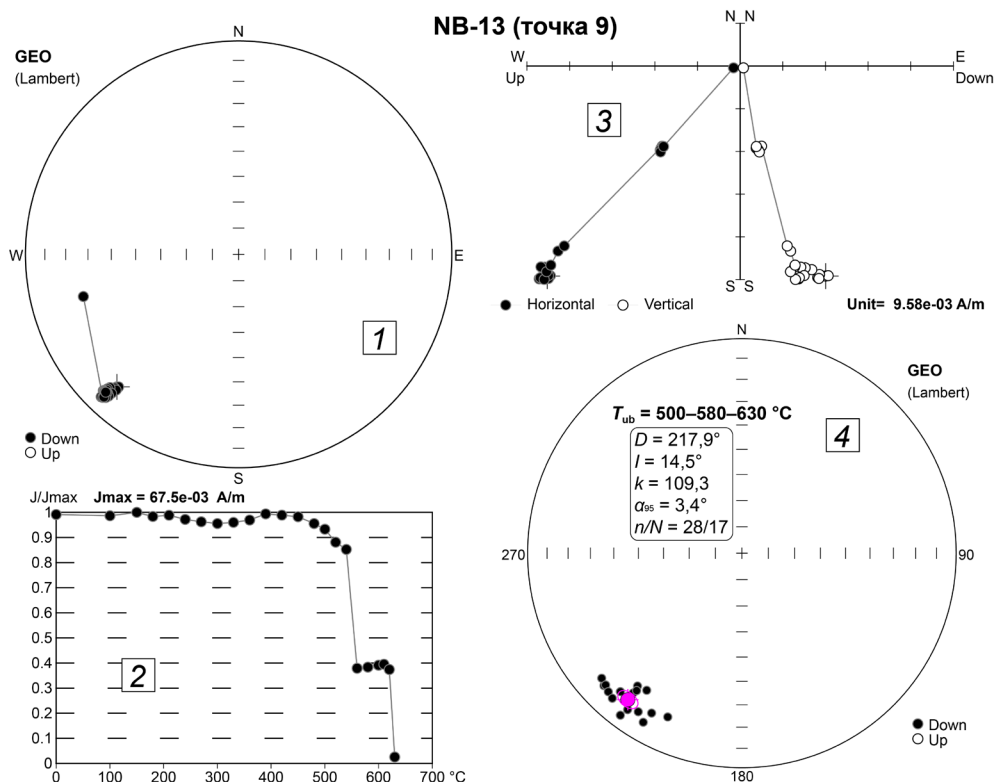
Примітка. Див. примітку до рис. Г.1.

Рисунок Г.3. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка анортозиту 20-363-1 та стереографічні проєкції векторів ненадійної ХКН для точки відбору № 16.



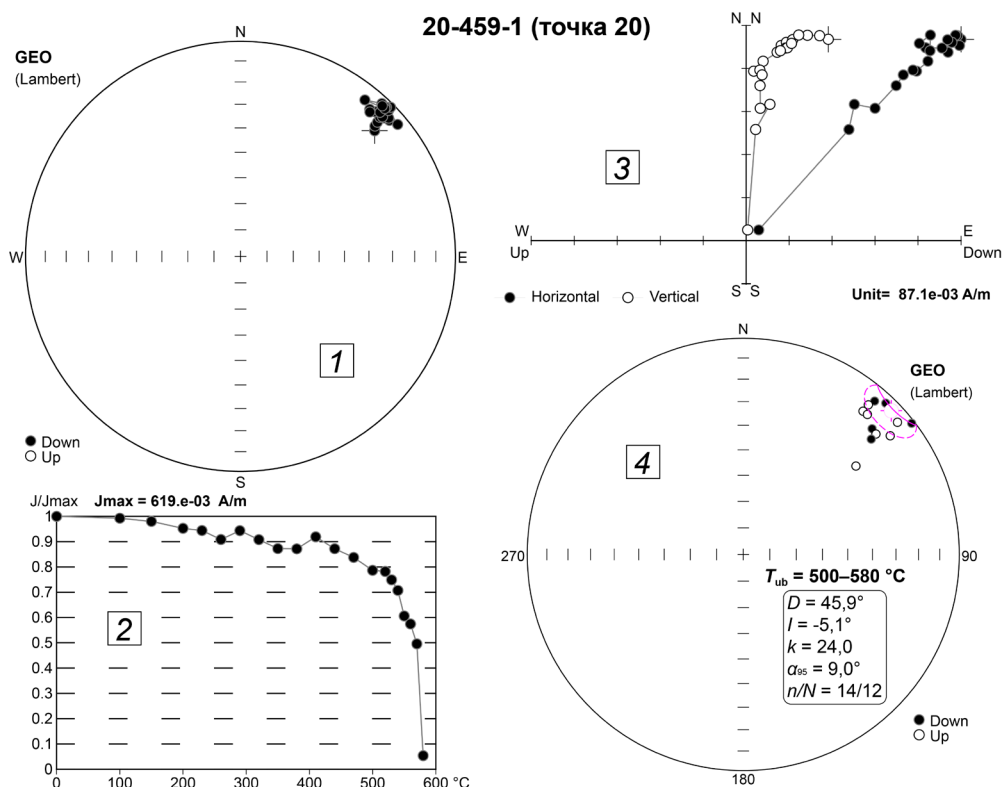
Примітка. Див. примітку до рис. Г.1.

Рисунок Г.4. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка граніту 20S-30-1 та стереографічні проєкції векторів в'язкої J_n для точки відбору № 19.



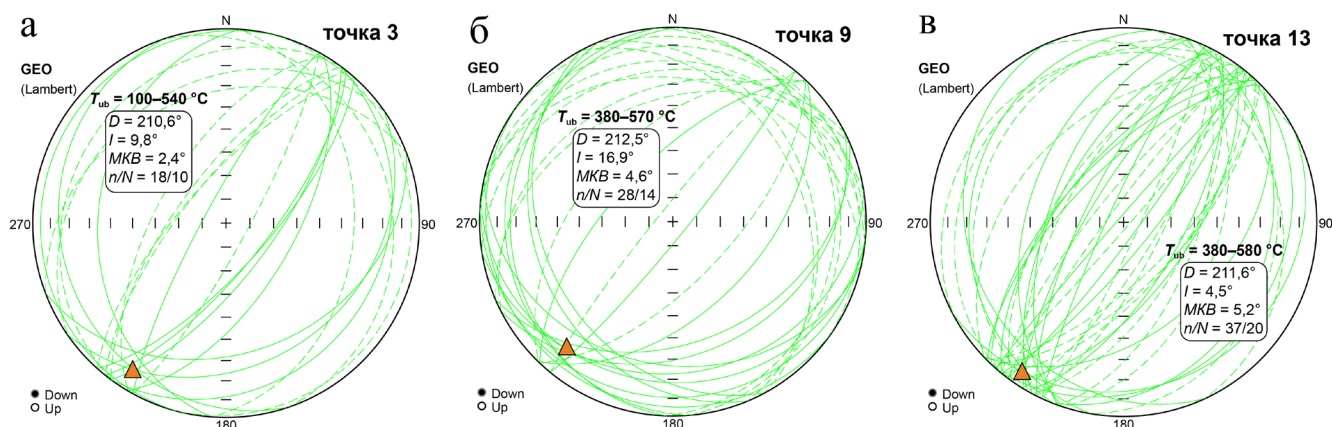
Примітка. Див. примітку до рис. Г.1.

Рисунок Г.5. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка анортозиту NB-13 та стереографічні проєкції векторів надійної ХКН для точки відбору № 9.



Примітка. Див. примітку до рис. Г.1.

Рисунок Г.6. Приклади розмагнічування T -чисткою зразка діабазу 20-459-1 та стереографічні проєкції векторів надійної ХКН для точки відбору № 20.



Примітка. Параметри середнього напрямку вектора ХКН, розрахованого методом кругів перемагнічування для певного інтервалу T_{ub} , наведені у врізці: D , I – середні для точки відбору схилення та нахилення напрямків ХКН; MKB – максимальне кутове відхилення; n/N – відношення кількості зразків, для яких були виділені вектори J_n у певному інтервалі T_{ub} , до загальної кількості досліджених зразків у колекції. Зеленими лініями показано орієнтації площин великих кіл перемагнічування для окремих зразків; оранжевим трикутником показано середній для точки відбору напрямок ХКН.

Рисунок Г.7. Приклади виділення ХКН за результатами аналізу кругів перемагнічування для олівінових габро точки відбору № 3 (а), анортозитів точки відбору № 9 (в) і анортозитів точки № 13 (в).

ДОДАТОК Д

**РЕЗУЛЬТАТИ ВИЗНАЧЕННЯ ПАЛЕОНАПРУЖЕНОСТІ ТА СТАТИСТИЧНІ
ПАРАМЕТРИ КРИТЕРІЇВ ОЦІНКИ**

Таблиця Д.1. Розраховані визначення B_{pal} та статистичні параметри критеріїв оцінки їхньої достовірності

№ п.п.	№ точки вибору	Зразок	Клас	$T_{\text{b-ub}}, ^\circ\text{C}$	$B_{\text{pal}}, \text{мкТл}$	$\sigma B_{\text{pal}}, \text{мкТл}$	n_p	FRAC	β	$ k' $	$\alpha_d, ^\circ$	MAD, $^\circ$	N_{PTRM}	$\delta_{\text{CK}}, \%$	DRAT, %	CDRAT, %	$\delta_{\text{TR}}, \%$	ВДМ, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$	Середній ВДМ, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$
1	3	BB-10	-	510–560	5,75	$\pm 0,40$	6	0,21	0,07	0,19	9,9	9,76	7	36,44	65,35	113,67	27,11	-	-
2	4	TR-12-1	-	510–540	8,23	$\pm 1,32$	4	0,42	0,16	0,16	2,4	2,67	6	20,29	32,37	59,50	5,78	-	3,31
3		20-219-1	A	490–530	12,90	$\pm 0,77$	5	0,52	0,06	0,29	7,0	4,36	3	10,32	13,81	14,73	11,87	3,31	
4		20-229-1	-	460–530	5,79	$\pm 0,41$	6	0,60	0,07	0,11	4,6	3,62	4	10,53	15,72	36,54	37,51	-	
5		20-231-1	-	500–540	9,50	$\pm 0,48$	5	0,45	0,05	0,29	0,7	1,36	5	22,19	26,80	25,81	8,46	-	
6		20-234-1	-	510–540	27,20	$\pm 1,63$	4	0,34	0,06	0,28	1,3	1,41	5	22,63	45,27	34,76	4,08	-	
7		20-235-1	-	510–540	33,40	$\pm 8,02$	4	0,48	0,24	0,93	1,2	2,01	5	5,15	6,64	7,52	4,10	-	
8	7	20-377-2	-	500–550	14,10	$\pm 1,27$	6	0,52	0,09	0,31	4,4	9,63	6	12,91	15,51	30,54	6,99	-	1,34
9		20-379-2	-	510–550	18,20	$\pm 2,91$	5	0,48	0,16	0,45	3,4	3,41	6	10,92	15,08	26,46	4,43	-	
10		20-387-2	-	520–560	5,32	$\pm 0,21$	5	0,28	0,04	0,14	7,5	5,32	6	21,30	26,40	47,08	6,04	-	
11		20-395-2	B	510–560	5,20	$\pm 0,31$	6	0,39	0,06	0,35	1,3	3,43	6	9,38	11,57	19,17	14,50	1,34	
12		20-398-1	-	520–560	18,60	$\pm 1,49$	5	0,38	0,08	0,41	1,9	1,92	6	18,53	25,63	57,48	14,40	-	
13		20-399-2	-	530–570	9,86	$\pm 0,99$	5	0,28	0,10	0,09	2,8	3,93	5	10,65	21,39	9,55	7,82	-	
14		20-403-2	-	520–570	18,60	$\pm 1,12$	6	0,49	0,06	0,31	5,5	4,00	6	9,98	15,25	20,68	14,54	-	
15	8	RH-30-1	-	490–530	4,00	$\pm 0,88$	5	0,32	0,22	2,46	41,1	12,76	5	33,04	115,81	94,37	57,90	-	
16	9	20-447-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,13
17		20-449-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
18		20-453-2	-	530–560	7,03	$\pm 0,70$	4	0,13	0,10	0,51	26,5	7,50	7	12,08	27,56	16,03	10,08	-	
19		20-454-1	A	500–560	12,20	$\pm 0,49$	7	0,43	0,04	0,18	2,0	2,74	6	2,35	3,90	5,45	8,01	3,13	
20		20-454-2	-	530–560	8,85	$\pm 0,35$	4	0,15	0,04	0,09	8,4	3,32	4	7,68	16,36	13,82	9,73	-	

№ п.п.	№ точки відбору	Зразок	Клас	$T_{b-ub}, ^\circ C$	$B_{pal}, \text{мкГл}$	$\sigma B_{pal}, \text{мкГл}$	n_p	FRAC	β	$ k' $	$\alpha_d, ^\circ$	MAD, $^\circ$	N_{pTRM}	$\delta_{CK}, \%$	DRAT, %	CDRAT, %	$\delta_{TR}, \%$	ВДМ, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$	Середній ВДМ, $10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$
21	10	SL-50-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22	16	20-357-1	-	520–560	1,56	$\pm 0,14$	5	0,14	0,09	0,06	10,8	2,23	7	11,03	33,99	55,97	20,39	-	-
23		20-359-1	-	520–560	2,24	$\pm 0,11$	5	0,13	0,05	0,26	34,3	10,13	7	11,75	27,77	57,00	20,01	-	
24	17	20-404-1	-	510–550	13,90	$\pm 1,25$	5	0,26	0,09	0,14	18,2	10,46	5	13,51	42,57	18,58	25,81	-	-
25		20-405-1	-	510–580	17,00	$\pm 1,02$	8	0,34	0,06	0,28	9,3	11,15	6	10,78	20,91	15,04	31,15	-	
26		20-413-1	-	510–550	9,80	$\pm 0,78$	5	0,27	0,08	0,27	19,9	11,70	5	10,34	24,12	26,79	38,06	-	
27		20-415-1	-	510–550	9,56	$\pm 1,05$	5	0,34	0,11	0,42	11,2	8,70	6	16,99	31,85	3,52	23,80	-	
28		20-416-1	-	510–550	10,70	$\pm 1,28$	5	0,36	0,12	0,65	21,7	13,61	5	31,69	72,29	92,06	37,63	-	
29		20-419-1	-	510–550	6,83	$\pm 0,41$	5	0,25	0,06	0,01	17,9	12,08	4	12,23	25,45	28,25	29,89	-	
30		20-422-2	-	510–540	9,54	$\pm 0,67$	4	0,23	0,07	0,01	25,9	13,77	6	14,15	39,62	28,94	31,32	-	
31		20-456-2	-	510–560	0,84	$\pm 0,03$	6	0,25	0,03	0,01	18,0	4,33	7	18,87	40,08	79,58	10,45	-	
32	20	20-459-2	-	540–580	1,72	$\pm 0,19$	5	0,16	0,11	0,02	3,3	3,89	8	25,69	38,72	101,49	20,36	-	-
33		20-461-2	-	520–550	0,97	$\pm 0,07$	4	0,06	0,07	0,39	24,4	3,39	6	11,69	48,47	81,60	17,56	-	
34		20-476-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
35	21	20-478-2	Б	490–550	21,00	$\pm 1,05$	7	0,52	0,05	0,26	3,6	3,15	5	11,24	12,52	16,64	8,79	5,39	(А) $5,98 \pm 1,54$
36		20-479-2	-	490–540	12,30	$\pm 0,98$	6	0,27	0,08	0,41	26,3	8,05	6	13,45	26,29	30,54	5,23	-	
37		20-484-2	А	510–550	16,20	$\pm 1,13$	5	0,52	0,07	0,36	4,5	2,94	6	8,89	12,05	0,36	5,77	4,16	
38		20-485-2	А	460–550	20,50	$\pm 1,64$	8	0,74	0,08	0,44	6,3	3,63	6	5,48	5,42	4,33	7,10	5,27	(А+Б) $6,44 \pm 1,85$
39		20-490-2	Б	490–570	36,20	$\pm 1,81$	9	0,81	0,05	0,40	0,3	1,03	7	15,60	12,90	19,93	8,98	9,30	
40		20-498-2	А	430–550	28,50	$\pm 1,71$	9	0,81	0,06	0,38	0,9	1,30	6	6,22	5,39	2,83	8,46	7,32	
41		20-500-2	А	510–540	28,00	$\pm 2,52$	4	0,43	0,09	0,46	2,8	1,87	5	7,67	12,35	5,11	8,82	7,19	

Примітка. Клас – клас надійності визначення B_{pal} згідно встановлених допусків критеріїв надійності («А» – найбільш надійний); T_{b-ub} – температурний блокуючий та деблокуючий інтервали ТЗН та J_n , в межах яких обрано апроксимуючу ділянку для розрахунку B_{pal} на діаграмах Араї-Нагата; σB_{pal} – середньоквадратичне відхилення визначення B_{pal} ; n_p – кількість точок вимірів в межах апроксимуючого відрізка; FRAC, β , $|k'|$, α_d , MAD, N_{pTRM} , δ_{CK} , DRAT, CDRAT, δ_{TR} – параметри критеріїв достовірності визначення B_{pal} за «Standard Paleointensity Definitions v1.2.0» (Paterson et al., 2014), пояснення див. у підрозділі 5.2.1. № точки відбору відповідає рис. 2.2, 5.7–5.9 та табл. 5.1–5.3, Б.1 та Г.1. Координати місць відбору наведені у табл. Б.1 та Г.1. Зеленим та синім виділені визначення класу «А» та «Б» відповідно.