

Магнетизм і анізотропія магнітної сприйнятливості габроїдів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону Українського щита

В.Г. Бахмутов¹ (bakhmutovvg@gmail.com), **О.В. Митрохин^{2,3}**, **С.І. Черкес¹**,
Є.Б. Поляченко¹, 2025

¹Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

³Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

Надійшла 17 липня 2025 р.

Досліджено магнітні параметри понад 500 зразків габроїдів та анортозитів Володарськ-Волинського масиву Коростенського плутону, що утворився у палеопротерозої близько 1,76 млрд років тому і відповідає головній анортозитовій серії формування Коростенського плутону. За середніми значеннями магнітної сприйнятливості та природної залишкової намагніченості анортозити і габро в межах середньоквадратичної похибки не розрізняються, але остання набагато менша у габро. Значення магнітної сприйнятливості понад 10^{-3} SI притаманні більш ніж 90 % досліджених зразків габроїдів, що вказує на визначальну роль феромагнітної компоненти у їх магнітних властивостях. Гранітоїди відносно збіднені на вміст феромагнітних мінералів, їх значення магнітної сприйнятливості і природної залишкової намагніченості в середньому вдвічі менші. Підтверджено наявність у породах близького до стехіометричного магнетиту, однодоменні і псевдоодномоненні зерна якого, як було визначено в попередніх дослідженнях, є носіями характеристичної компоненти термозалишкової намагніченості. Уперше для порід анортозит-рапаківігранітного комплексу Коростенського плутону отримано дані щодо анізотропії магнітної сприйнятливості, які переважно вказують на типові для плутонічних порід магнітні текстури. Для габро напрямки головних осей еліпсоїдів анізотропії магнітної сприйнятливості добре згруповані, у той час як для анортозитів напрямки мають великі кути довіри на 95%-му рівні значущості, що ускладнює подальшу інтерпретацію. Напрямки магнітних текстур у габро узгоджуються з елементами залягання шаруватості, що вказує на перспективність подальших досліджень параметрів магнітної анізотропії для уточнення механізмів формування плутону. Визначення магнітної текстури габро (і частково гранітоїдів) у різних частинах плутону можуть бути надзвичайно корисними для отримання важливої інформації щодо напрямків впровадження магніти. Результати по анізотропії магнітної сприйнятливості можуть залучатися при відбракуванні палеомагнітних напрямків для подальших розрахунків палеомагнітних полюсів. Зведені магнітні параметри магнітної сприйнятливості та природної залишкової намагніченості можна залучати при моделюванні магнітних аномалій.

Ключові слова: протерозой, Коростенський плутон, петромагнетизм, анізотропія магнітної сприйнятливості, габро-анортозити.

Citation: Bakhmutov, V.G., Mytrokhyn, O.V., Cherkes, S.I., & Poliachenko, I.B. (2025). Magnetism and anisotropy of magnetic susceptibility of gabbroids of the Volodarsk-Volynskyi massif of the Korosten pluton of the Ukrainian Shield. *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(4), 90—121. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i4.335689>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2025. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

Вступ. Магнітні властивості магматичних порід насамперед зумовлені феромагнетиками, розсіяними всередині матриці діамагнітних і парамагнітних мінералів, і визначаються їх складом, концентрацією, структурно-текстурними особливостями і магнітним станом. Залежно від умов утворення (тиску, температури, фугітивності кисню, часу, умови кристалізації та ін.) і перетворення під дією різних факторів, магнетизм порід обумовлений невеликою кількістю мінеральних утворень, які мають унікальну властивість «магнітної пам'яті», тобто «записують» інформацію про різні процеси, які впливали на породи під час та після їх утворення протягом всього геологічного часу. Ця інформація широко залучається у випадках: 1) дослідження власне магнетизму як такого, коли інші методи просто непридатні (наприклад, палеомагнетизм, природа магнітних аномалій тощо); 2) вирішення завдань, для яких чутливість петромагнітних методів вища за чутливість інших методів (наприклад, вивчення трансформації залізовмісних мінералів, зокрема, у процесі окислення безпосередньо в породі, без вилучення фракції; вивчення текстур гірських порід та ін.); 3) вирішення низки геолого-геофізичних завдань, для яких потрібна велика кількість визначень, експрес-інформація (наприклад, швидка оцінка просторового розподілу концентрації магнітних мінералів або ступеня їх зміни).

Дослідженням магнітних властивостей магматичних порід Українського щита (УЩ) присвячено сотні публікацій, починаючи з середини минулого століття. Виконані десятки тисяч вимірів різних магнітних параметрів (передусім магнітної сприйнятливості), у 60—80-х роках минулого століття опубліковано багато узагальнюючих робіт, зокрема за участю співробітників Інституту геофізики НАН України Н.П. Михайлової, А.М. Глеваської, С.В. Кравченко та ін. [Михайлова, 1982; Михайлова, Глеваская, 1989; Михайлова и др., 1994; Elming et al., 1993, 1998, 2001, 2010]. Були досліджені магнітні та палеомагнітні характеристики більшості різно-

видів основних і кислих магматичних порід, проведено систематизацію даних за територіальним ознаками та типами порід. Серед них було виділено палеомагнітно інформативні різновиди у складі габро-анортозитових комплексів, в яких збереглася первинна компонента природної залишкової намагніченості (ПЗН, NRM). Огляд результатів досліджень до 2000 р. наведено в статті [Орлюк, Орлова, 2013].

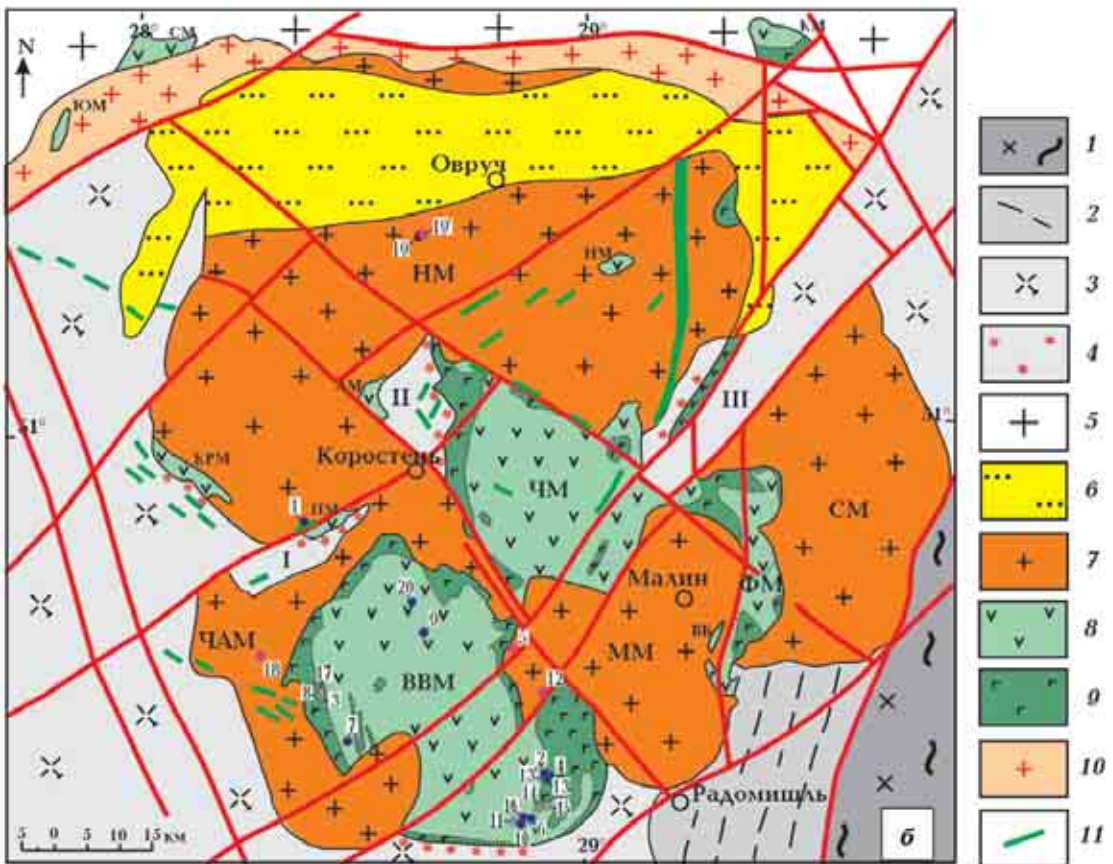
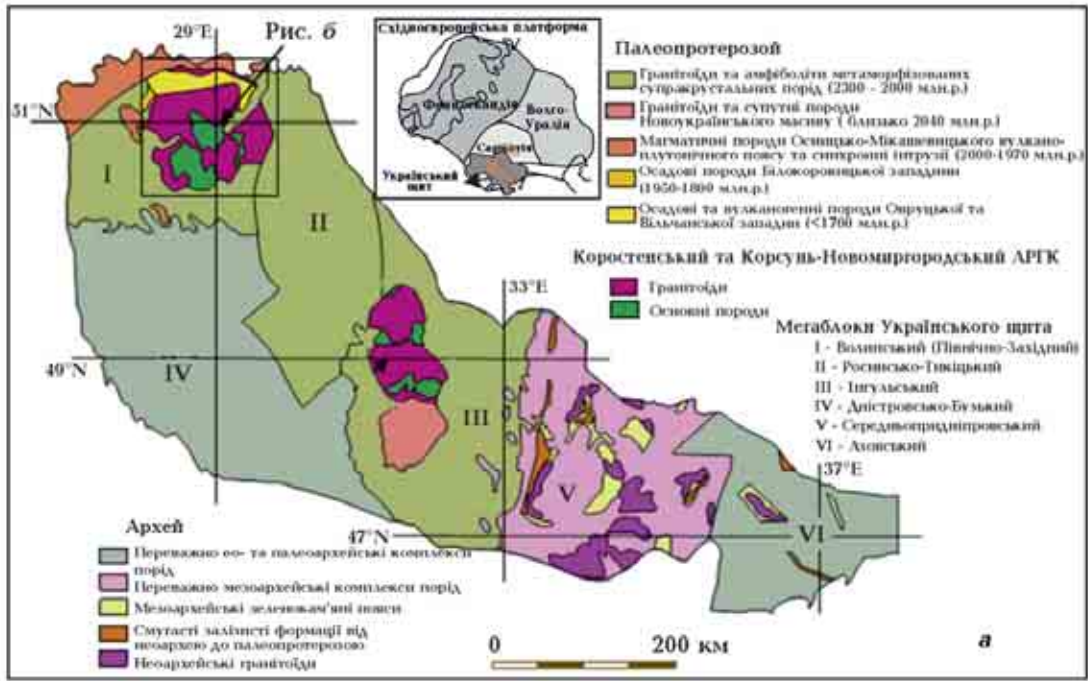
В іноземній літературі анортозит-рапаківігранітна формація розглядається лише як специфічний прояв більш загальної анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітної асоціації (АМСГ — в англійських публікаціях). У наших дослідженнях ми дотримуватимемося терміну анортозит-рапаківігранітний комплекс (АРГК) відповідно до геотектонічної та генетичної розмежованості анортозит-рапаківігранітної формації та анортозит-мангерит-чарнокіт-гранітної асоціації, що доводиться різницею в характері локалізації, формах залягання, умовах вкорінення, ступені метаморфізму та речовинному складі відповідних магматичних комплексів [Митрохин, 2011].

Початок нинішнього століття ознаменувався як глибоким узагальненням геолого-геофізичних матеріалів, одержаних у межах УЩ, так і широким застосуванням методів структурно-формаційного картування, польової тектонофізики, нової модифікації глибинного сейсмічного зондування, методів ізотопних досліджень (U-Pb і Hf), втіленням нових теоретичних і методичних підходів у дослідженні тектоніки та глибинної будови УЩ. Було отримано значну кількість нових даних як за характером геодинамічних процесів у межах західної частини УЩ [Глевасский, Каляев, 2000; Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008, 2013; Kravchenko, 2005; Гинтов, 2005, 2014; Гинтов, Мычак, 2014 та ін.], так і за геохронологічним оцінюванням віку порід Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів УЩ [Shumlyansky et al., 2006, 2017; Щербак и др., 2008; Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012].

Водночас продовжувалося поглиблене

дослідження магнетизму гірських порід Інгульського і Волинського мегаблоків УЩ, насамперед з метою отримання нових палеомагнітних даних для уточнення

палеогеографії Фенноскандії та Волго-Сарматії в палеопротерозої [Бахмутов и др., 2018]. За даними досліджень пілотних колекцій зразків порід з Коростенського



та Корсунь-Новомиргородського плутонів було виділено палеомагнітно інформативні різновиди порід — анортозити та габро-анортозити, що узгоджується з результатами попередніх досліджень [Михайлова, 1982; Михайлова, Глеваская, 1989; Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001].

Останнім часом основну увагу було приділено детальним палеомагнітним дослідженням порід Коростенського плутону (КП) [Bakmutov et al., 2023; Cherkes et al., 2023; Черкес та ін., 2024]. Новий фактичний матеріал з оцінювання магнітних характеристик цих порід потребує узагальнення та узгодження з результатами попередніх досліджень, у яких ці породи охарактеризовані як габро-анортозитові комплекси КП [Михайлова и др., 1994]. У цій статті автори представляють нові дані щодо магнітних властивостей порід Волинського мегаблока, зокрема по більш ніж 500 зразкам палеопротерозойських порід

Володарськ-Волинського масиву (ВВМ), що входить до складу КП. На сьогодні, на нашу думку, габроїди цього масиву є найбільш детально дослідженими інтрузивними породами УЩ у контексті палеомагнетизму. Нові результати з анізотропії магнітної сприйнятливості цих порід дають додаткову інформацію щодо їх магнітних текстур і можуть слугувати новим інструментом у майбутніх структурних аналізах масивних і, з першого погляду, ізотропних плутонічних порід.

Геологія району досліджень. Волинський мегаблок займає північно-західну частину УЩ, який є складовою частиною Сарматського сегмента Східноєвропейської платформи (рис. 1, а). Геологічно мегаблок складений кристалічними породами давнього складчастого фундаменту, вулканогенно-теригенними відкладами протоплатформного чохла та субплатформними інтрузивами [Митрохин и др.,

Рис. 1. Схема розміщення основних АРГК Українського щита у складі Східноєвропейської платформи, адаптовано з [Shumlyansky et al., 2017] (а); Схематична геологічна карта Коростенського АРГК за [Митрохин и др., 2010; Митрохин, 2011] (б): 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 екзоконтактних ореолах базитових інтрузій коростенського комплексу; 5 — гранітоїди осницького комплексу; 6 — вулканогенно-теригенні відклади овруцької та топільнянської серії; 7–11 — інтрузивні утворення коростенського комплексу (7 — рапаківі та рапаківіподібні граніти; 8 — анортозити та габро-анортозити; 9 — габро, габронорити, габро-монзоніти та монзоніти; 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. Внутрішні блоки складчастого фундаменту Коростенського плутону: I — Ушомирський, II — Бехінський, III — Народицький. Сіримі, синіми та червоними кружечками позначено місця відбору (сайти) відповідно анортозитів, габро і гранітоїдів, нумерація відповідає табл. 1.

Fig. 1. Sketch map of the AMCG complexes in the Ukrainian Shield within the East European Platform, adapted from [Shumlyansky et al., 2017] (a); Schematic geological map of the Korosten AMCG according to [Mytrokhyn et al., 2010; Mytrokhyn, 2011] (b): 1 — migmatites of the Zvenihorod complex; 2 — biotite gneisses, crystalline schists, amphibolites and calcifers of the Teteriv series; 3 — granites and migmatites of the Zhytomyr complex; 4 — pyroxene gneisses and crystalline schists in exocontact zones of basic intrusions of the Korosten complex; 5 — granitoids of the Osnytsk complex; 6 — volcanogenic-terrigeneous deposits of the Ovruch and Topilnya series; 7–11 — intrusive formations of the Korosten complex (7 — rapakivi and rapakivi-like granites; 8 — anorthosite and gabbro-anorthosite; 9 — gabbro, gabbro-norites, gabbro-monzonites and monzonites; 10 — intrusive-metasomatic formations of the Perhansk complex; 11 — subalkaline dolerite-dyabase dykes). Granitoid massifs of the Korosten complex: ЧАМ — Chervonoarmiysk, ММ — Malyn, НМ — Narodychi, СМ — Sydorovychi. Gabbro-anorthosite massifs of the Korosten complex: ВВМ — Volodarsk-Volynskiy; ЧП — Chopovychi; ФМ — Fedorivka; КРМ — Kryvotyn, ПМ — Pugachivka, ЛМ — Luhyn, ВБ — Viznia block, ЮМ — Yurivskiy, СМ — Selizivka. Internal blocks of the folded basement of the Korosten pluton: I — Ushomyr, II — Bekhy, III — Narodychi. Gray, blue and red circles indicate the sampling sites of anorthosites, gabbros and granitoids, respectively; the numbering corresponds to Table 1.

2010; Митрохин, 2011]. Складчастий фундамент тут представлений гнейсами та кристалосланцями тетерівської серії (PR_1tt ; вік метаморфізму 2,1—2,0 млрд років тому), гранітами і мігматитами житомирського комплексу (PR_1zt ; 2,08—1,96 млрд років тому), метавулканітами клесівської серії (PR_1kl ; 1,99—1,97 млрд років тому), а також гранітоїдами осницького комплексу (PR_1os ; 1,99 млрд років тому). Фундамент був сформований внаслідок складчастих процесів, регіонального метаморфізму, ультраметаморфізму та магматизму під час останньої орогенічної події на цій 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; Shumlyanskyu et al., 2017]. Виходи давнього складчастого фундаменту найширше проявлені на південній та західній ділянках Волинського мегаблока, які утворюють так звану «раму» КП і входять до складу внутрішніх блоків складчастого фундаменту в межах цього плутону.

Коростенський плутонічний комплекс (рис. 1, б) є одним із найбільш характерних та добре вивчених представників АРГК України та світу. Це багатофазний складний інтрузивно-магматичний комплекс палеопротерозойського віку (PR_1ks), до складу якого входить власне КП, а також низка дрібніших інтрузивних тіл, метасоматичних і контактово-метаморфічних утворень, розповсюджених у рамі КП [Митрохин, 2011]. Інтрузії Коростенського АРГК впроваджуються у складчастий палеопротерозойський фундамент північно-східної частини Волинського мегаблока на межі з Росинсько-Тікицьким мегаблоком.

Формування порід Коростенського АРГК відбувалося у субплатформних умовах за широкого розвитку розломно-блокової тектоніки [Щербак и др., 2008]. За петрографічним складом КП представлений породами основного і кислого складу, значно менше поширені гібридні по-

роди середнього складу. Основні породи приурочені до габро-анортозитових масивів, найбільшими з яких є Володарськ-Волинський, Чоповицький та Федорівський, також є дрібніші масиви як у межах КП, так і в його найближчому обрамленні. 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 КП, анортозити, габро-анортозити та габроїди — близько 23 %, гібридні породи — не більше 2 % [Митрохин, 2011].

Геохронологічні та польові геологічні дані вказують на наявність декількох фаз інтрузивної активності в межах КП. Згідно з даними U-Pb датування цирконів і баделейтів, вік порід Коростенського АРГК змінюється в діапазоні 1815—1743 млн років, при цьому виділяються два глобальних етапи магматичної активності у періоди 1800—1780 та 1768—1755 млн років тому [Shumlyanskyu et al., 2017]. Протягом цих етапів відбувалося чергування гранітоїдного та основного магматизму [Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu et al., 2017]. Загальна послідовність фаз інтрузивної діяльності в межах КП відповідно до вищевказаних робіт має наступний вигляд: 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. Для основних порід КП виділяють п'ять вікових серій: A_1 — рання анортозитова (1800—1780 млн років); A_2 — головна анортозитова (1761—1758 млн років); G_3 — рання габроїдна; G_4 — пізня габроїдна (1763—1757 млн років); D_5 — дайкова, формування якої відбувалося протягом всього часу становлення КП. Геологічні та геохро-

нологічні дані також передбачають багатофазність гранітоїдного магматизму.

За геофізичними даними, КП має шарувато-блокову будову [Bogdanova et al., 2004], представлена декількома розшарованими основними інтрузіями, оточеними масивами гранітоїдів. Земна кора в межах Волинського мегаблока має потужність від 38—40 км під КП до 50—55 км в області Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу. Габро-анортозитові масиви в межах КП 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.

Володарськ-Волинській масив, найбільший як в межах КП, так і в межах Східноєвропейської платформи, є поліфазною інтрузією, складеною різновіковими асоціаціями анортозитових порід. Масив розташований у південно-західній частині КП і займає площу близько 1250 км², на півночі, заході та сході оточений гранітоїдами коростенського комплексу. У північно-східній частині він межує з породами Чоповицького масиву, а у південній частині — з метаморфічними утвореннями тетерівської серії, місцями з гранітоїдами житомирського комплексу [Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012]. Згідно з публікацією [Bogdanova et al., 2004], ВВМ залягає у вигляді субгоризонтальної пластини потужністю до 7 км, а до його крайових зон приурочені субвертикальні габроїдні дайкоподібні тіла, які простягаються на глибину до 7—10 км і можуть інтерпретуватись як кільцеві магмопідвідні канали. До крайових ділянок масиву на контакті габроїдів з гранітоїдами приурочені гібридні породи — габро-монцоніти, монцоніти, монцодіорити та сієніти.

Формування основної частини ВВМ відбувалося практично синхронно із утворенням головного об'єму Малинського масиву гранітів рапаківі під час четвертої інтрузивної фази у часовому діапазоні 1761—1758 млн років тому [Shumlyansky et al., 2017], що відповідає головній анортозитовій се-

рії А₂. Масив переважно складений крупно- та гігантозернистими анортозитами та габро-анортозитами до лейкократових габроїдів, які формують його внутрішню частину та мають між собою поступові переходи [Шумлянський, 2012]. Мезократові габро та габронорити поширені у крайових частинах ВВМ. Більш пізні розшаровані інтрузивні титаноносних олівінових габро вкорінені в анортозитові породи внутрішньої частини ВВМ.

Методика досліджень і характеристики вимірюваних магнітних параметрів. Відбір зразків (переважно габроїдів і набагато менше гранітоїдів) відбувався в межах як штучних (діючі та занедбані кар'єри), так і природних відслонень (див. рис. 1, б). Критеріями вибору місць для відбору зразків (далі — сайтів) була їх доступність (до деяких приватних кар'єрів доступ обмежений), наявність геолого-петрографічних характеристик порід, геохронологічні дані щодо визначення їх віку (бажано, за наявності), стан (ділянки з візуально непорушеною текстурою, без тріщин та ознак вторинних змін). Після GPS-прив'язки сайту та оцінювання варіацій значень магнітної сприйнятливості польовим каппаметром КТ-6 мінібуром з немагнітною коронкою відбиралося від 10—12 до 20—30 і більше орієнтованих (незалежно магнітним і сонячним компасами) кернів, з кожного потім виготовляли 3—4 стандартні зразки завдовжки 2,2 см і діаметром 2,5 см. Далі аналізувалися результати за 500 зразками, відібраними із 20 сайтів (див. рис. 1, б, табл. 1).

Відомо, що магнітні властивості гірських порід визначаються умовами їх утворення та подальшими змінами. Крім геологічних чинників загального характеру (термодинамічні умови утворення породи, глибина магматичного осередку, швидкість вилу/впровадження та кристалізації, характер та інтенсивність метаморфізму та ін.), визначальними факторами є концентрація, склад і структура феромагнітних і парамагнітних компонентів. Концентрація феромагнетиків пов'язана з хімічним складом породоутворюючої магми та термодина-

Таблиця 1. Магнітні характеристики магмагічних порід АРГК Коростенського плутону

Но- мер сайта	Порода	Координати місця відбору зразків		ПЗН, $\cdot \text{Ам}^{-1}$				Магнітна сприйнятливість, 10^{-3}SI				Фактор Q			
		φ , N°	λ , E°	Кількість зразків	мін—макс середне	Медіана	SD	Кількість зразків	мін—макс середне	Медіана	SD	Кількість зразків	мін—макс середне	Медіана	SD
1	Анортозити	50,86418	28,39860	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	Анортозити	50,52722	28,94062	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	Габро олівінові	50,62362	28,44942	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	Анортозити	50,52157	28,94512	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	Граніти (рапаківи- подібні)	50,70181	28,85694	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	Анортозити	50,46683	28,91173	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	Анортозити	50,56468	28,50905	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	Габро олівінові	50,62742	28,44686	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	Анортозити	50,71822	28,66618	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	Анортозити	50,45974	28,89007	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	Габро	50,46312	28,87237	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

Но- мер сайта	Порода	Координати місця вдбору зразків		ПЗН, $\cdot \text{Am}^{-1}$			Магнітна сприйнятливість, 10^{-3}SI			Фактор Q					
		φ , N°	λ , E°	Кількість зразків	мін—макс. середнє	Медіана	SD	Кількість зразків	мін—макс. середнє	Медіана	SD	Кількість зразків	мін—макс. середнє	Медіана	SD
12	Граніти (рапаківі- подібні)	50,64085	28,92705	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	Анортозити	50,52175	28,94112	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'	Габро	50,52175	28,94112	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	Габро	50,48220	28,92603	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	Габро	50,48607	28,94482	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	Анортозити	50,46857	28,89587	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	Габро олівінові	50,63096	28,44844	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	Граніти	50,67805	28,31719	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	Діабази	51,25796	28,62570	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
19'	Граніти	51,25796	28,62570	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	Анортозити	50,75947	28,63783	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: ПЗН, магнітна сприйнятливість, фактор Q — відповідно величини природної залишкової намагніченості (Am^{-1}), магнітної сприйнятливості (од. SI), відношення природної залишкової намагніченості зразка до його індуктивної намагніченості; вгорі наведено діапазон змін величини, внизу — середнє значення, поруч — медіана та середньоквадратичне відхилення (SD). Розташування сайтів відповідно до нумерації на рис. 1, б.

мічними умовами кристалізації, а також з інтенсивністю прояву вторинних процесів. Вивчення та практичне використання цих зв'язків можливе на основі оцінювання концентрації та складу феромагнетиків, насамперед за магнітною сприйнятливостю (МС, Km) порід.

Плутонічні породи містять мінерали титаномagnetитової серії, що утворюються на різних етапах кристалізації магми і різною мірою змінені під впливом вторинних процесів. Деякі з цих процесів (хлоритизація, альбітизація та ін.) призводять до руйнування первинних магнітних мінералів. І навпаки, такі процеси, як серпентинізація, часто біотизація, сприяють новоутворенню магнетиту в породах. Пряма кореляція між концентрацією феромагнетиків та основністю гірської породи відсутня, але загалом основні породи більш магнітні, ніж кислі. На концентрацію магнітних мінералів впливають окислювально-відновлювальні умови, які тісно пов'язані з конкретною тектонічною обстановкою і магматизмом.

Залучення іншої магнітної характеристики — ПЗН, яка в більшості випадків розглядається у взаємозв'язку з МС, дає цінну петромагнітну інформацію про умови утворення та зміни магнітних мінералів порід, наприклад, під впливом температури та ін. Основний закон розподілу цих величин у генетично єдиній групі зразків гірських порід логнормальний, що пов'язано з їхньою залежністю від концентрації магнітних мінералів у породі.

Інформативним параметром є відношення ПЗН зразка до його індуктивної намагніченості — фактор Кенігсбергера (Q), який використовують для оцінювання вкладу ПЗН та індуктивної намагніченості в магнітні аномалії, а також магнітної стабільності порід. Оскільки обидва ці параметри є функцією концентрації, фактор Q мало залежить від загальної концентрації магнітних мінералів, але залежить від співвідношень концентрацій різних за магнітною «жорсткістю» мінералів. Залежно від розміру зерен, їх магнітного стану, природи ПЗН, величина Q магматичних

порід може коливатися від десятих часток одиниці до десятків одиниць.

Для розв'язування багатьох задач геології і геофізики широко використовують методи дослідження магнітної анізотропії порід. Кристалічним породам тією чи іншою мірою властива магнітна анізотропія, яка формується під впливом пружних напружень. Вивчення магнітної текстури таких порід є одним з потужних інструментів сучасної методології структурного аналізу в геології [Tarling, Hrouda, 1993].

Оскільки магнітна текстура гірських порід формується під дією різних сил під час формування та подальшої геологічної історії породи (зокрема, гравітації, магнітного поля Землі, гідродинамічних сил та тектонічних напружень), плутонічні породи, які не зазнали постінтрузивних деформацій, повинні демонструвати магнітну текстуру, утворену в процесі впровадження магми, її диференціації та кристалізації. Всі ці сили діють за власними напрямками і впливають на кристали або зерна залежно від їхньої форми та розміру. За рахунок цього магнітні властивості різних порід набувають анізотропії. Це може бути анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС, AMS), анізотропія безгістерезисної намагніченості, анізотропія залишкової намагніченості насичення та ін. Магнітна анізотропія варіює від незначної (менше 1—2 %, майже ізотропні породи) до дуже високих значень (характерно для метаморфічних та/або сильно деформованих порід, десятки і навіть сотні процентів) [Tarling, Hrouda, 1993].

АМС магматичних порід загалом мала і становить кілька процентів, що відображає відносно слабку орієнтацію магнітних мінералів (переважно титаномagnetитів), кожен з яких має свою кристалографічну анізотропію. До того ж породі в цілому також може бути притаманна анізотропія форми і пружних напружень. Через те, що магматичні породи відносно сильно магнітні, на сучасній апаратурі параметри еліпсоїда АМС можна виміряти з точністю 0,01 %. Тому визначення АМС порід вважається найшвидшим методом, який дає змогу на-

дійно дослідити навіть дуже слабо виражену орієнтацію мінералів, яку неможливо (або вкрай труднощі) визначити іншими методами.

Оскільки магнітні мінерали серії твердих розчинів (титаномагнетити, гемоільменіти) мають високі температури плавлення, вони піддаються дії гравітаційних та гідродинамічних сил разом з іншими високотемпературними парамагнітними і діамагнітними мінералами (олівіни, піроксени, польові шпати та ін.). Температура магми, при якій припиняється течія навіть у багатій водою магмі (близько 800 °С), набагато вища за температури Кюрі магнітних мінералів. Внаслідок цього за таких високих температур магма не намагнічується. Хоча конвективний рух у магмі контролюється дією сили тяжіння, вплив останньої на вирівнювання окремих кристалів незначний. Магнітна текстура, пов'язана з феромагнітними мінералами, при остиганні магми імітує текстуру парамагнітних мінералів, з яких вони утворилися в результаті дейтеричних процесів і пізніших хімічних і фізичних змін.

Більшість досліджень первинних магнітних текстур плутонічних гірських порід виконувалася на гранітоїдах, набагато менше — на великих масивах ультраосновних або основних порід. Об'ємна МС гранітів у загальних рисах вказує на їх походження і природу. При бімодальному розподілі їх магнітної сприйнятливості (слабомагнітні S-граніти з МС у діапазоні 10^{-5} — 10^{-4} SI на противагу сильномагнітним I-гранітам з МС у діапазоні 10^{-3} — 10^{-2} SI) в I-гранітах АМС здебільшого відображає орієнтацію магнетиту за формою зерен, у той час як у S-гранітах АМС переважно відображає орієнтацію мафічних силікатів (в основному біотит, рідше амфібол) [Tarling, Hrouda, 1993]. Однак властивості магнітних мінералів можуть бути обумовлені не тільки вихідним складом магми, але й пізнішими окислювально-відновлювальні змінами, що може призвести до утворення нових магнітних мінералів або до змін ранніх магнітних фаз. У I-гранітах з високою МС залишкова намагніченість має тенденцію

бути нестабільною через присутність багатодомених зерен магнетиту [Ellwood et al., 1980]. Первинна магнітна текстура таких порід контролюється поведінкою магнетиту.

Слід підкреслити, що при палеомагнітних дослідженнях зазвичай доцільно визначити і анізотропію залишкової намагніченості, а при необхідності відрізнити магнітну текстуру, пов'язану з феромагнітними зернами, від текстури парамагнітних і діамагнітних зерен. Залежність магнітної текстури феромагнітних зерен від деформації нелінійна, тому кількісна інтерпретація величини АМС, з огляду на дію напруги, потребує додаткових досліджень.

Вимірювання магнітних параметрів зразків виконувалися на апаратурі палеомагнітної лабораторії Центру колективного користування магнітометричною апаратурою при Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Залишкова намагніченість вимірювалась на спіномагнітометрах JR-6 і JR-6A (AGICO, Чехія), розміщених усередині немагнітної кімнати MMLFC (Magnetic Measurements, Великобританія). Виміри об'ємної МС та параметрів АМС виконувалися на містку змінного струму МФК-1 (AGICO) при 15 різних орієнтаціях зразків [Jelínek, 1973]. АМС породи описується тензором другого порядку [Hrouda, 1982], який прийнято представляти еліпсоїдом з трьома головними осями — максимальною (довгою), проміжною та мінімальною (короткою), відповідно K1, K2 і K3 [Tarling, Hrouda, 1993]. Ступінь анізотропії характеризується відношенням максимальної осі до мінімальної, а форма еліпсоїда АМС визначається параметром форми T [Jelínek, 1981]. Для $-1 < T < 0$ еліпсоїд має витягнуту (сигароподібну) форму, для $0 < T < 1$ — сплюснуту (дископодібну), якщо $T=0$ — еліпсоїд нейтральний.

Розрахунки напрямків осей еліпсоїда АМС і таких його параметрів як магнітна лінійність ($L=K1/K2$, lineation, що відповідає лінійно-паралельній текстурі), сплюсненість ($F=K2/K3$, foliation, що відповідає площинно-паралельній текстурі), ступінь анізотропії (Pj), параметр форми (T) вико-

нувалися за допомогою програмного забезпечення Anisoft 5 за алгоритмом [Jelínek, 1981; Tarling, Hroudá, 1993]. Ідентифікація магнітних мінералів за температур Кюрі виконувалася на містку змінного струму KLY-5 (AGICO) з термоприставкою CS4, що дає змогу вимірювати магнітну сприйнятливість зразків у циклі нагрів-охолодження від 20 до 700 °С.

Щодо напрямків осей еліпсоїда АМС — довга вісь (K1) відображає лінійність (lineation), а коротка вісь (K3) є нормальною до магнітної шаруватості (foliation). Якщо параметри АМС відображають просторову орієнтацію магнітних мінералів, що утворюються під час впровадження лавових потоків, силів або дайок, магнітна шаруватість часто проявляється вздовж або навіть паралельно площині потоку [Tarling, Hroudá, 1993]. Плутонічні породи, які не піддавалися тектонічним деформаціям, характеризуються первинною магнітною текстурою, що утворюється під час впровадження і кристалізації магми. Її особливістю є відносно низька ступінь АМС, що вказує на переважно слабку орієнтацію магнітних мінералів у магмі, форма еліпсоїда анізотропії варіює від сплющеної (шаруватої або площинної) до витягнутої (лінійної) залежно від локального характеру впровадження магми, магнітна текстура може мати шаруватість паралельно площині впровадження магми, а лінійність паралельна напрямку її руху. Тобто параметри АМС плутонічних порід можуть бути потужним інструментом структурного аналізу, оскільки можна ефективно визначати магнітну текстуру в масивних габроїдах і гранітоїдах, які візуально є ізотропними. Таким чином, у магнітній текстурі недеформованих плутонів «записані» процеси впровадження, диференціації та кристалізації магми, в інших випадках у текстурі також відображається «запис» останньої деформаційної події [Borradaile, Henry, 1997].

Результати. Магнітна мінералогія. Магнітні властивості порід значною мірою визначаються вмістом феромагнітних мінералів, що належать до залізо-титанових

оксидів, що утворюються на різних стадіях кристалізації магми. В інтрузивних породах кількість феромагнітних мінералів зазвичай зростає на пізньомагматичній стадії кристалізації, зокрема за рахунок заповнення міжзернових проміжків між раніше утвореними силікатами. При дослідженнях феромагнітних компонентів Коростенського АРГК було визначено, що останні представлені складними оксидами заліза і титану [Михайлова и др., 1994]. Були зроблені такі висновки: 1) немає значних відмінностей у концентрації залізо-титанових магнітних мінералів порід з різною полярністю; 2) Fe-Ti мінерали за складом близькі до магнетиту; 3) присутні два типи габроїдів (слабо- і сильномагнітні); 4) наявність сульфідів заліза свідчить про кристалізацію порід при нестачі кисню; 5) однакові термодинамічні умови кристалізації порід.

За результатами оптичної діагностики було встановлено [Михайлова и др., 1994], що рудні мінерали зустрічаються у двох генераціях: I — тонкі голчасті та пластинчасті включення у породоутворюючих мінералах, орієнтовані за площиною спайності у піроксенах, рідше — у плагіоклазах; II — мінерали, що кристалізуються після породоутворюючих і розташовуються в інтерстиціях у вигляді зерен неправильної форми з різними розмірами. У породах габро-анортозитового комплексу ВВМ було виділено два типи габро — магнітні та немагнітні. Для анортозитів, які за полярністю розділені на прямо і обернено намагнічені, кількість рудних мінералів становила не більше 3 % і 2,5 % відповідно. Було діагностовано феромагнітні мінерали як першої, так і другої генерації, зокрема ільменіт і титаномagnetит (магнетит), і зроблено висновок про їхній магматичний генезис на різних етапах кристалізації основної магми. Хоча багато з них не зберегли свого первинного вигляду, структурні і фазові зміни, що відбулися в них, не виключають можливості збереження в тому чи іншому обсязі намагніченості, що виникла при їх охолодженні нижче точки Кюрі і зафіксувала відповідний цьому мо-

менту стан геомагнітного поля [Михайлова и др., 1994].

Автори дійшли висновку, що носієм природної залишкової намагніченості є ізольовані голчасті або пластинчасті ферромагнетики у плагіоклазі, що утворилися внаслідок розпаду високотемпературного плагіоклазу і піроксену на пізній магматичній стадії формування породи [Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001]. При цьому розмір ламелей не перевищує 10 мкм, а носієм характеристичної компоненти ПЗН було визначено магнетит.

Нещодавні термомагнітні дослідження носіїв ПЗН у породах Коростенсько-

го АРГК вказують на температури Кюрі досліджуваних зразків близькі до магнетиту (550—580 °C) [Shcherbakova et al., 2024], а також на те, що за термомагнітним критерієм зразки демонструють поведінку, характерну для однодомених або псевдооднодомених зерен. За даними рентгеноструктурного аналізу було визначено, що шпінельна фракція представлена мінералом з параметром решітки $a_0=0,836\pm 0,839$ нм, що відповідає майже стехіометричному або відносно слабоокисленому магнетиту. Після нагрівання зразків до 600 °C спостерігалось незначне зниження параметра решітки, що свідчить про

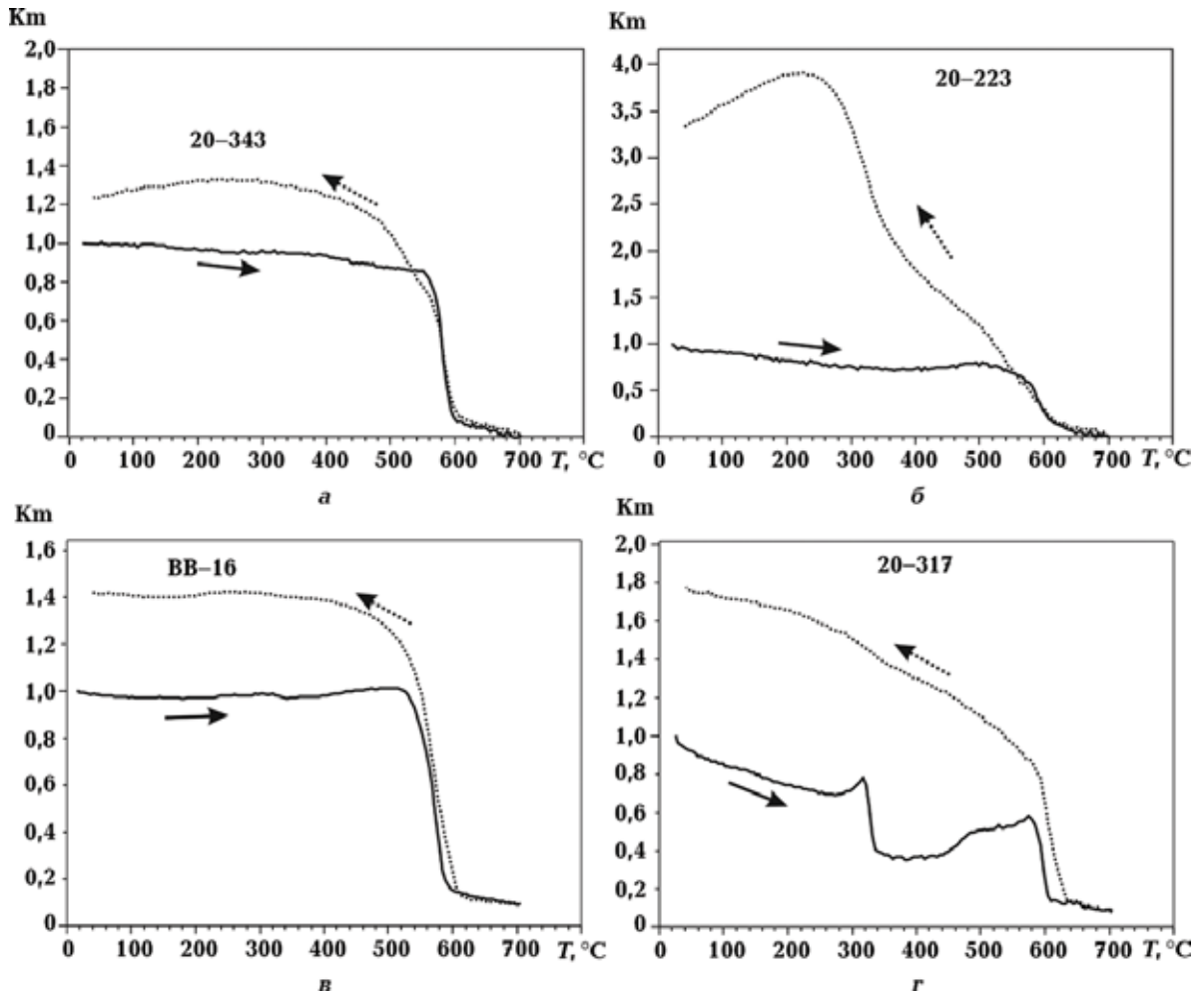


Рис. 2. Зміни магнітної сприйнятливості з температурою $K_m(T)$ у циклі нагрів (суцільна крива) — охолодження (пунктир) для зразків анортозитів (а, б) і габро (в, г). Криві нормалізовані на початкову сприйнятливості при 25 °C.

Fig. 2. Magnetic susceptibility changes vs. temperature $K_m(T)$ in the heating (solid curve) — cooling (dashed line) cycle for samples of anorthosite (a, b) and gabbro (v, r). The curves are normalized by the initial susceptibility at 25 °C.

збільшення ступеня однофазного окислення магнетиту [Shcherbakova et al., 2024].

Підтвердженням визначальної ролі близького до стехіометричного магнетиту (за температурою Кюрі) у досліджуваних породах є нові дані аналізу кривих зміни K_m з температурою T (°C), що широко використовується для визначення магнітних мінералів (за температурою Кюрі) та їх мінеральних трансформацій при впливі різних температур. Найбільш характерні криві циклу нагрів—охолодження представлені на рис. 2. При нагріві усі зразки демонструють значне зниження K_m при 580—590 °C, що відповідає температурі Кюрі магнетиту.

Поведінка кривих нагріву при нижчих температурах у зразках анортозитів і габро має як спільні ознаки, так і відмінності. Майже на усіх кривих нагріву зразків від кімнатної температури до 200—250 °C можна напівкількісно виділити внесок парамагнітної компоненти (апроксимація цієї частини кривої гіперболою), який у більшості випадків не перевищує 15—25 %. У районі 500 °C для окремих зразків спостерігається незначне підвищення K_m (рис. 2, б—г), для інших (рис. 2, а) така поведінка не спостерігається. На деяких зразках (переважно олівінові габро) у районі 300 °C спостерігається пік з подальшим різким зниженням, що характерно для сульфідів заліза, зокрема моноклінного піротину з температурою Кюрі 325 °C (рис. 2, г).

При подальшому нагріві можуть утворюватися нові магнітні фази (ймовірно магнетит, гематит). На присутність гематиту вказує «хвіст» вище 600 °C, який простежується на всіх кривих нагріву до 660—680 °C. Криві охолодження в діапазоні високих температур або є майже оберненими до кривих нагріву (рис. 2, а, б), або вказують на трохи вищу температуру Кюрі, що може бути обумовлено утворенням нової магнітної фази. Судячи з кривих охолодження зразків, новоутворена феромагнітна фаза представлена здебільшого мінералом з температурою Кюрі близькою до магнетиту (а іноді дещо вищою, рис. 2, а, в, г), хоча спостерігається й утворення

магнітних фаз із більш низькими температурами Кюрі (рис. 2, б). При цьому відношення магнітної сприйнятливості до і після нагріву може як незначно відрізнятися в межах кількох процентів (мінімальні перетворення магнітної фракції у зразку, рис. 2, а), так і відрізнятися у кілька разів (рис. 2, б) при утворенні нової сильномагнітної фази.

Природна залишкова намагніченість і магнітна сприйнятливість. У табл. 1 наведено магнітні характеристики магматичних порід ВВМ (17 сайтів) і чотирьох сайтів поза масиву (три сайти гранітоїдів (12, 18, 19), в межах одного з яких (19') також досліджено інтрузію долеритів (19)). Сім сайтів становлять габро, серед них три сайти — олівінові габро, десять сайтів — анортозити. Середні значення для ПЗН і МС по усім сайтам габро відповідно $0,11 \text{ Ам}^{-1}$ і $2,6 \cdot 10^{-3} \text{ SI}$, по сайтам анортозитів — відповідно $0,17 \text{ Ам}^{-1}$ і $1,9 \cdot 10^{-3} \text{ SI}$, у межах середньоквадратичного відхилення не розрізняються.

На рис. 3 приведено гістограми розподілу ПЗН і МС за всіма зразками габроїдів, а також відповідні значення по гранітоїдам. Загалом гранітоїди мають вдвічі нижчі значення ПЗН і МС, але зустрічаються окремі зразки, де значення МС майже на порядок вищі за середні. Габроїди із середніми значеннями ПЗН і МС відповідно $0,195 \text{ Ам}^{-1}$ і $2,57 \cdot 10^{-3} \text{ SI}$ демонструють одномодальний розподіл з позитивною асиметрією, окремі зразки мають значення ПЗН і МС на порядок вищі за середні значення. Це вказує, що гранітоїди збіднені на вміст феромагнітних мінералів порівняно з габроїдами. Для переважаючої більшості зразків габроїдів значення МС перевищують $0,3 \cdot 10^{-3} \text{ SI}$, що вказує на переважний внесок феромагнітних компонентів в МС досліджуваних порід.

Внутрішньосайтовий діапазон варіацій значень ПЗН, МС і фактора Q у зразках габро суттєво менший, ніж у анортозитів (див. параметр SD у табл. 1). Для подальшого аналізу було порівняно магнітні параметри цих порід у межах відносно невеликої ділянки у південно-східній частині ВВМ.

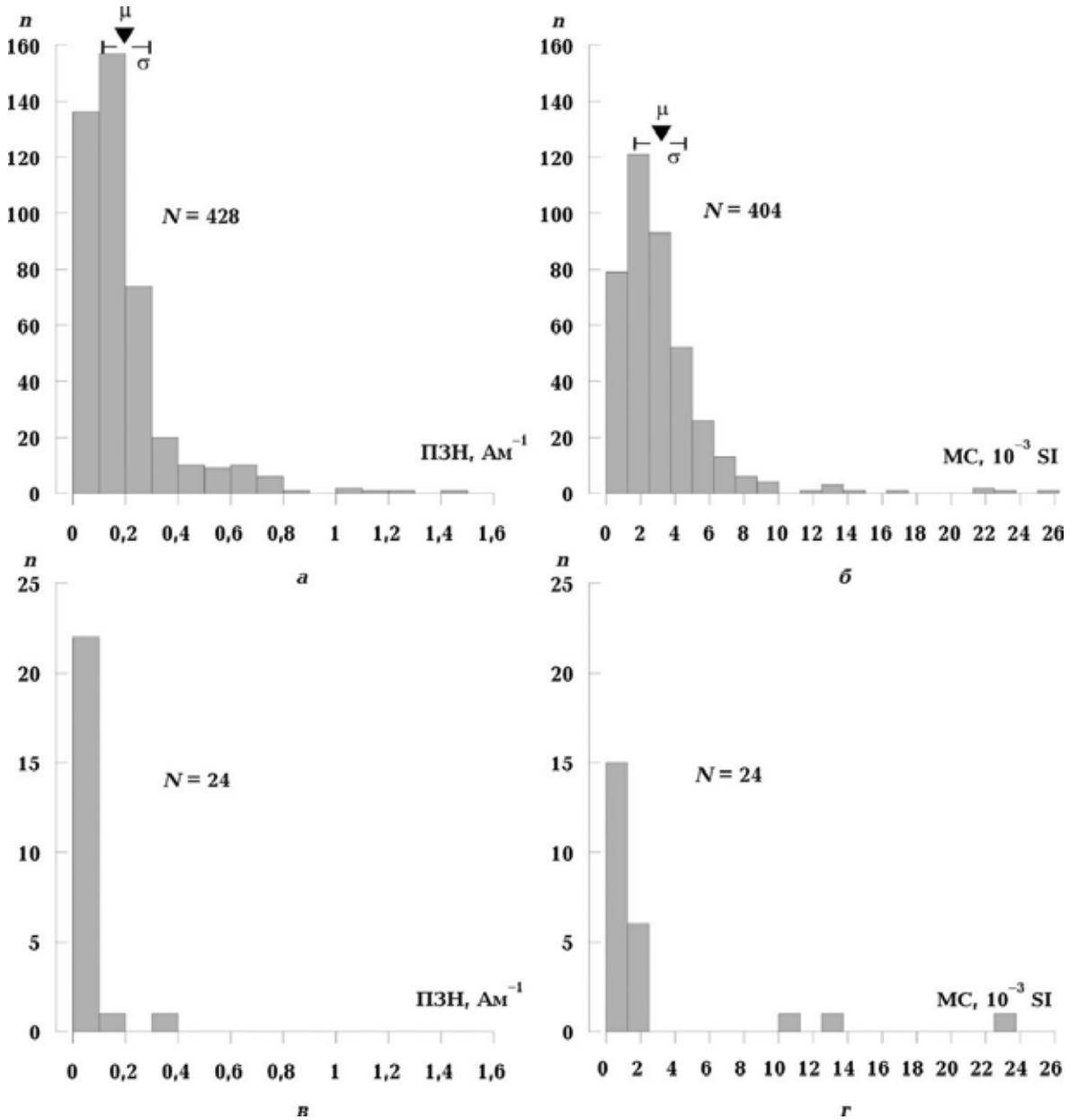


Рис. 3. Гістограми розподілу ПЗН і МС по всіх зразках габроїдів (а, б) і гранітоїдів (в, г). N — кількість зразків, μ — середнє, σ — стандартне відхилення.

Fig. 3. Histograms showing the ranges of distribution of natural remanent magnetisation and magnetic susceptibilities for all samples of gabbroides (а, б) and granitoids (в, г). N — number of samples, μ — average, σ — standard deviation.

На рис. 4 представлено загальний розподіл параметрів за зразками з цієї ділянки у вигляді діаграм для анортозитів з сайтів 2, 4, 6, 10, 13, 16, і габро з сайтів 11, 13', 14, 15. Діаграми наочно демонструють відмінності у розподілі значень магнітних параметрів. У габро діапазон змін досить вузький при середніх значеннях близьких до медіанних,

максимальні значення ПЗН, МС і фактора Q не перевищують $0,24 \text{ Am}^{-1}$, $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ SI}$ і 3,8 відповідно. У анортозитів розподіл ближче до логнормального, 28% від загальної кількості зразків мають вищі значення ПЗН, ніж у габро, з максимальними значеннями до $0,82 \text{ Am}^{-1}$. Для МС вищі значення для зразків анортозитів, порівняно з габро,

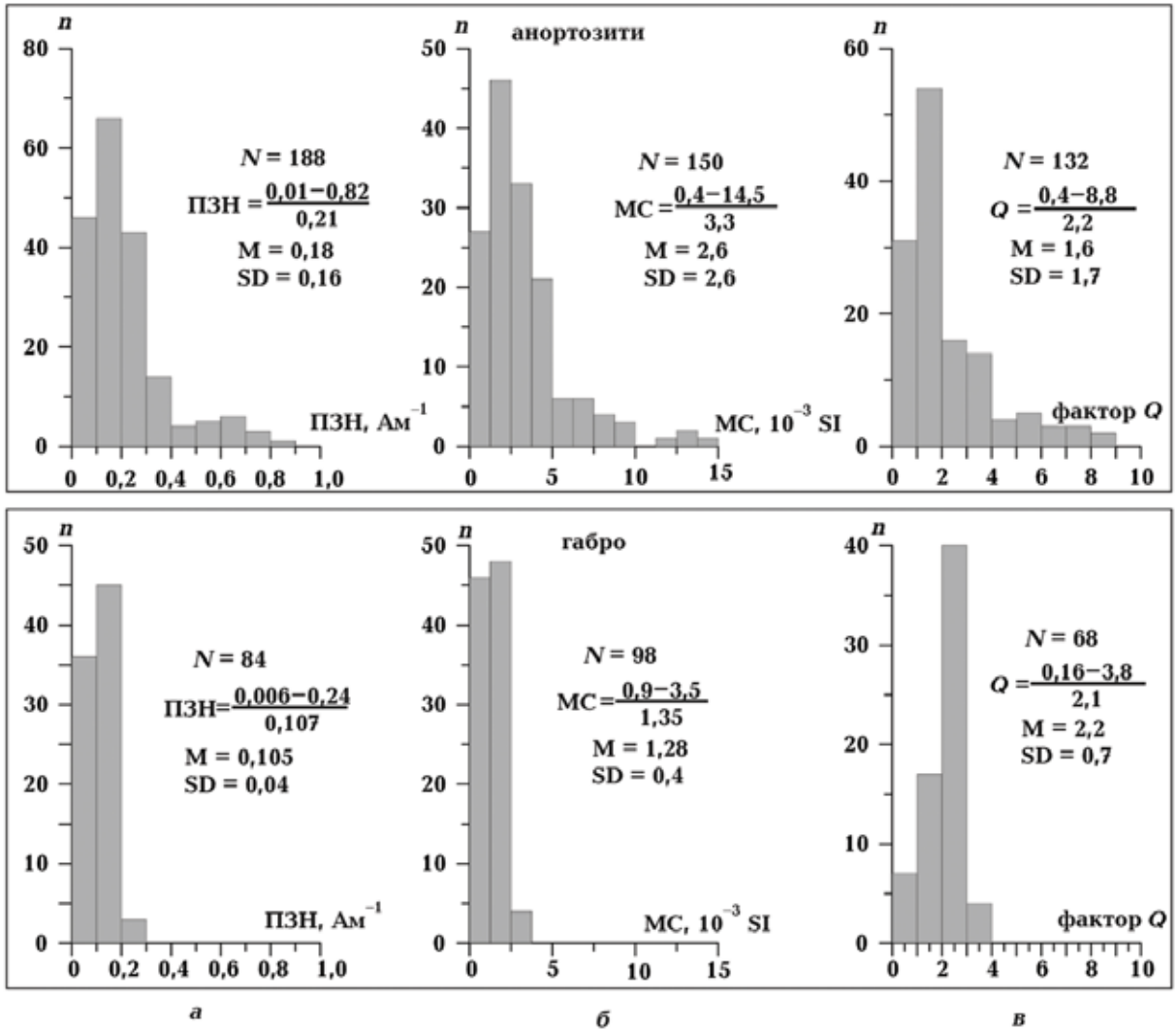


Рис. 4. Гістограми розподілу магнітних параметрів (ПЗН (а), МС (б), фактор Q (в)) за зразками сайтів анортозитів 2, 4, 6, 10, 13, 16 і габро 11, 13', 14, 15 з південно-східного сегмента ВВМ. Номера сайтів наведено у табл. 1. N — кількість зразків. Вгорі наведено діапазон змін величини, внизу — середнє значення, M — медіана, SD — середньоквадратичне відхилення.

Fig. 4. Histograms of the distribution of magnetic parameters (NRM (a), magnetic susceptibility (б), and Koenigsberger ratio Q (в)) for samples of anorthosite sites 2, 4, 6, 10, 13, and 16 and gabbro 11, 13', 14, and 15 from the southeastern part of the Volodarsk-Volynskyi massif. Site numbers are given in Table 1. N is the number of samples. The range of values is shown at the top, the average value at the bottom; M — median, SD — standard deviation.

притаманні 25 % від загальної кількості зразків з максимальними значеннями до $14,5 \cdot 10^{-3}$ SI.

Анізотропія магнітної сприйнятливості. Визначення магнітної текстури породи базується на мінливості магнітних властивостей гірських порід уздовж різних напрямків. АМС породи описується тензором другого рангу [Hrouda, 1982; Завойський, 1999], який можна візуалізувати еліпсоїдом

з трьома головними осями максимальної, проміжної та мінімальної сприйнятливості (K1, K2 та K3 відповідно). Є багато публікацій про зв'язок між АМС і деформаціями породи, що може бути обумовлено різними факторами (див., наприклад, [Borradaile, 1988; Tarling, Hrouda, 1993]), але не всі породи однаково придатні для визначення полів пружних напружень і деформацій за їх магнітною анізотропією. Якщо магнітна

анізотропія деформаційного походження накладена на якусь петрографічну текстуру, остання перешкоджає вивченню деформаційної анізотропії. Перш ніж використовувати останню для тектонічних досліджень, слід з'ясувати, наскільки текстуровані породи придатні для визначення анізотропії деформаційного походження. Такі фактори, як неоднорідність розподілу магнітних мінералів, структури і текстури недеформаційного походження, відмінності у фізичних властивостях мінералів тощо, не мають відношення до деформацій, але їхній вплив на АМС треба враховувати. Коротко зупинимось на основних положеннях по АМС глибинних магматичних порід.

У більшості випадків феромагнітні мінерали присутні (як акцесорні) в діамагнітній і/або парамагнітній матриці силікатних мінералів. Останні мають свою сприйнятливості (близько 10^{-4} — 10^{-5} SI) і характеризуються своєю АМС. Для діа- і парамагнетиків АМС контролюється кристалографічною орієнтацією мінеральних зерен, на що форма зерен майже не впливає. Для феромагнетиків (таких як магнетит) АМС значною мірою контролюється анізотропією форми [Borradaile, Henry, 1997]. Складності можуть виникати при наявності посткристалізаційного магнетиту, який не пов'язаний з магнітною текстурою породи. Наявність пара- і діамагнітних мінералів може суттєво впливати на магнітні параметри порід, зокрема на їх АМС, навіть у випадках, коли магнетит (як переважаючий за впливом на МС мінерал) присутній у дуже малих кількостях (<0,1 мас. %). Природу АМС можна вважати цілком феромагнітною, якщо $K_m > 10^{-2}$ SI [Rochette, 1987]. У породах з МС від $5 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ SI анізотропія магнітної сприйнятливості обумовлена внеском як феромагнітних, так і парамагнітних (наприклад, піроксен, олівін, біотит, амфібол) і діамагнітних (плагіоклаз, калішпат, кварц, кальцит) мінералів. Вони мають різні магнітні властивості в різних геологічних ситуаціях, і бажано розділяти АМС за впливом феромагнітної та парамагнітної складових.

Магнітна анізотропія порід (агрегатів зерен) обумовлена не лише анізотропією окремих зерен, а й характером їх розподілу в об'ємі породи, тобто її структурно-текстурними особливостями. Наприклад, у багатьох породах феромагнітні мінерали присутні у вигляді прошарків або сланцюватості (площинно-паралельна текстура), або смуг (лінійно-паралельна текстура). Під час деформації мінеральні зерна змінюють свою форму, в результаті виникає «проникаюча» текстура деформаційного походження, яка може бути накладена на уже існуючу і, взагалі кажучи, інакше орієнтовану петрографічну текстуру скупчень. Можуть бути й інші причини утворення різноорієнтованих магнітних текстур [Tarling, Hrouda, 1993].

Магнітна анізотропія порід УЩ досліджувалася у роботах В.М. Завойського, А.В. Сухоради, М.І. Гузії [Сухорада, Гузій, 1983; Гузій та ін., 1994; Гузій, 1995, 1999; Сухорада та ін., 1996; Завойський, 1999]. Було досліджено різні комплекси докембрійських порід, найбільш детально — гранітоїди. Результати робіт з досліджень магнітної анізотропії порід Коростенського АРГК нам невідомі, тому ми вважаємо що наші дослідження є піонерними.

Враховуючи досвід попередників [Завойський, 1999], нас насамперед цікавили текстури деформаційного походження, при визначенні яких перевага надається масивним і слабوماгнітним породам. У табл. 2 наведено середні параметри АМС для кожного з досліджених сайтів. Габро демонструє ступінь анізотропії P_j від 1,04 до 1,1, в той час як анортозити показують як ширший діапазон значень P_j (1,04—1,4), так і більш високі значення P_j для окремих сайтів (7 і 16, відповідно 1,29 і 1,41) (рис. 5, а). Олівінові габро (сайти 3, 8, 17) мають дещо вищі значення K_m , ніж габро. Для рапаківіподібних гранітоїдів $P_j = 1,05$, а $K_m < 10^{-3}$ SI за винятком сайту 12, де K_m має на порядок вищі значення.

Параметр T , що характеризує форму еліпсоїда АМС, вказує на перевагу додатних значень (рис. 5, б), що відповідає трохи сплюсненій формі еліпсоїда АМС (для біль-

Т а б л и ц я 2. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості магматичних порід АРГК Коростенського плутону

Номер сайта	Порода	Кількість зразків	$K_m \cdot 10^{-3} \text{ SI}$	K1, D/I	conf. angle	K3, D/I	conf. angle	L	F	Pj	T
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Анортозит	8	0,29	307/18	77/50	57/45	56/32	1,055	1,103	1,174	0,145
2	Анортозит	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	Анортозит	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	Анортозит	23	4,06	204/2	62/44	112/53	63/44	1,052	1,086	1,148	0,227
7	Анортозит	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	Анортозит	40	1,43	141/10	27/15	11/75	19/14	1,079	1,11	1,202	0,134
10	Анортозит	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	9,1	208/9	23/16	117/3	70/20	1,025	1,034	1,068	0,1
13	Анортозит	15	1,85	26/11	39/29	235/76	55/30	1,022	1,022	1,045	0,051
13'	Габро	5	3,2	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	1,04	1,025	1,067	-0,235
15	Габро	30	1,2	295/8	11/5	180/72	12/6	1,021	1,028	1,05	0,1
16	Анортозит	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	Граніт	21	0,64	232/15	43/36	74/73	72/35	1,023	1,024	1,049	0,077
19	Долерит	16	5,65	27/12	26/16	194/78	57/16	1,009	1,02	1,031	0,427
19'	Граніт	10	0,24	282/8	14/9	31/66	23/9	1,016	1,013	1,03	-0,075
20	Анортозит	20	0,22	160/43	31/15	302/40	43/15	1,05	1,066	1,122	0,155

Позначення стовбців: 3 — кількість зразків з кожного сайту, за якими обчислювалися середні значення; 4 — середня магнітна сприйнятливість $K_m = (k_{\text{max}} + k_{\text{int}} + k_{\text{min}}) / 3$; 5 (K1, D/I) — напрямки максимальної осі еліпсоїда АМС (схилення/нахилання, у градусах); 6 (conf. angle) — половина кута 95%-го еліпса довіри середнього напрямку орієнтації осі K1 (у градусах); 7 (K3, D/I) — напрямки мінімальної осі еліпсоїда АМС (схилення/нахилання, у градусах); 8 (conf. angle) — половина кута 95%-го еліпса довіри середнього напрямку орієнтації осі K3 (у градусах). Параметри еліпсоїду АМС: 9 — лінійність (lineation) $L = k_{\text{max}} / k_{\text{int}}$; 10 — шаруватість (foliation) $F = k_{\text{int}} / k_{\text{min}}$; 11 (Pj) — ступінь анізотропії (anisotropy degree); 12 — параметр форми T (shape parameter) визначені за [Jelinek, 1981].

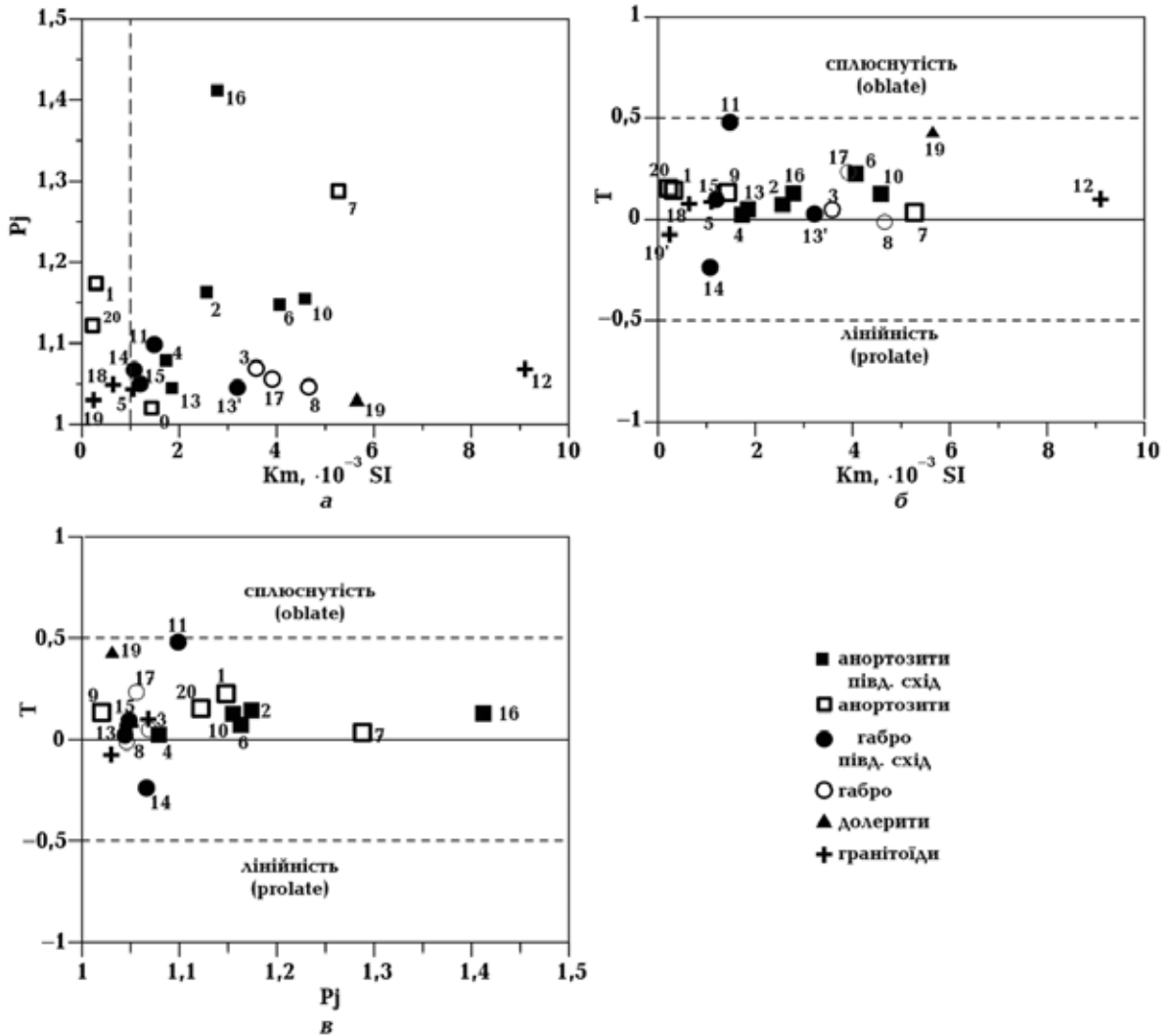


Рис. 5. Графік залежності ступеня анізотропії (P_j) від магнітної сприйнятливості (K_m) (а), параметра форми (T) від магнітної сприйнятливості (K_m) (б), P_j від T (в) відповідно до параметрів магнітної текстури порід, за [Jelínek, 1981].

Fig. 5. Dependence of the degree of anisotropy (P_j) on magnetic susceptibility (K_m) (a), the shape parameter (T) on magnetic susceptibility (K_m) (b), and (P_j on T) (v) according to the parameters of the magnetic texture after [Jelínek, 1981].

шості сайтів $T=0,1 \div 0,4$). Для трьох сайтів (8, 14, 19') параметр T має від'ємне значення, що відповідає лінійній формі еліпсоїда (prolate). Хоча кореляції між T і K_m (рис. 5, б) та між P_j і T (рис. 5, в) не спостерігається, простежується тенденція до переміщення параметра T при збільшенні анізотропії P_j в область, що відповідає сплюснутій формі еліпсоїда (oblate). Ці результати узгоджуються з іншими даними по плутонічним основним породам, коли габроїди демонструють широкий діапазон значень T , але додатні значення ($T > 0$) зустрічаються на-

багато частіше (див., наприклад, [Nagaraju et al., 2008]).

Характерною особливістю напрямків осей еліпсоїдів для зразків з будь-якого сайту габро є їх розбиття на групи (класери) з відносно невеликими, порівняно з анортозитами, 95%-ми кутами довіри (α_{95}) [Butler, 1992], розрахованими навколо середніх значень напрямків K_1 , K_2 та K_3 за всіма зразками з одного сайту (див. conf. angle у табл. 2). Для сайтів анортозитів виділені середні напрямки головних осей при великих α_{95} навряд чи можна ви-

користувати у подальшій інтерпретації.

Як приклад, на рис. 6 представлені напрями осей К1, К2 та К3 та їх середні значення з 95%-ми кутами довіри для зразків анортозитів сайту 7 (рис. 6, а) і зразків габро сайту 8 (рис. 6, б). Очевидно, що для анортозитів сайту 7 межі довірчих інтервалів дорівнюють десяткам градусів (див. табл. 2), у той час як для габро вони набагато менші. Таким чином, середні орієнтації головних напрямків К1, К2 та К3 для зразків габро забезпечують точне оцінювання орієнтації зерен магнетиту в межах одного сайту.

На рис. 7 представлені напрями головних осей еліпсоїдів АМС для групи сайтів з південно-східної ділянки ВВМ. Для габро очевидне добре угруповання напрямків по кожній з осей, чітко виділяються кластери у сайтах 13, 14, 15 (рис. 7, а), статистична точність визначення середнього напрямку для півосей 95%-го рівня значущості за схиленням (D°) і нахиленням (I°) для максимальної осі К1 дорівнює відповідно 9° і 6° , для мінімальної осі К3 — відповідно

16° і 6° (див. табл. 2). Для анортозитів ми спостерігаємо значний розкид напрямків осей, для К1 довірчі кути по D° і I° в середньому дорівнюють відповідно 55° і 33° , для К3 — відповідно 50° і 23° (рис. 7, б). На підставі статистичних вимог до достовірності середніх напрямків АМС [Jelínek, 1978] максимальним обмеженням для півосей 95%-го еліпса довіри середнього напрямку лінійності є 25° .

Для габро наявна типова магнітна текстура плутонічних порід, що утворюється під впливом гравітації та характеризується незначною анізотропією ($1,04 < P_j < 1,1$), близьким до вертикального (нормального до горизонтальної площини) напрямком осі К3 (рис. 7, а). У трьох з чотирьох сайтів габро напрямком осі К3 зміщений від вертикального на південь на $10\text{—}20^\circ$, довірчі інтервали не перетинають нормаль до горизонтальної площини. Напрямки осей К1 і К2 знаходяться у близькій до горизонталі площині, напрямки максимальної осі еліпсоїдів К1, що характеризує лінійність,

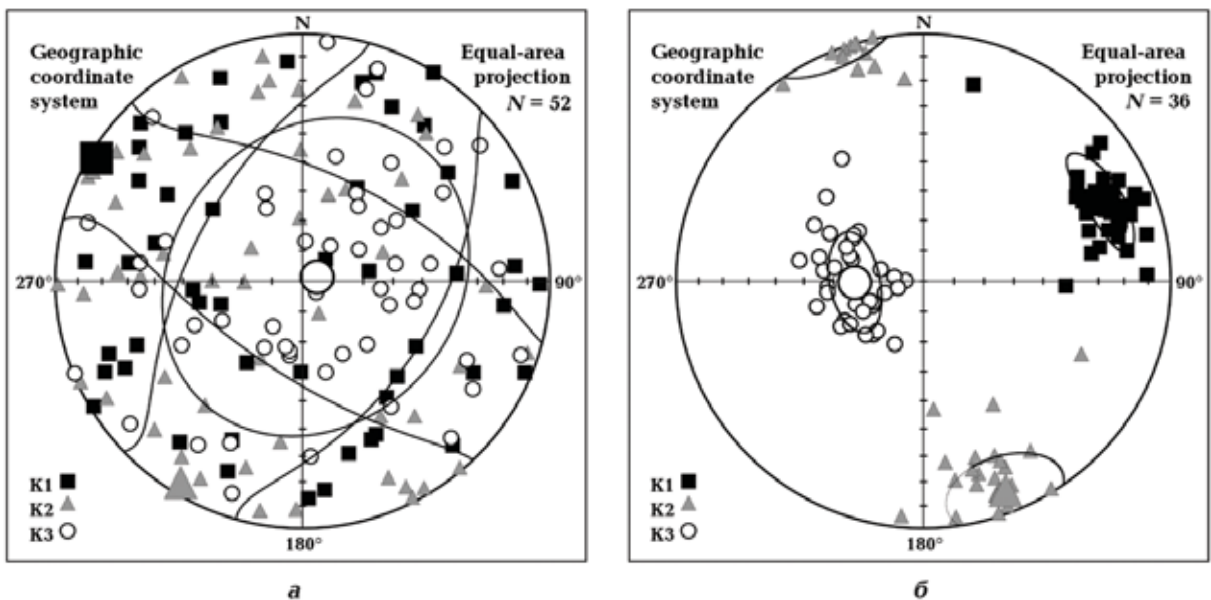
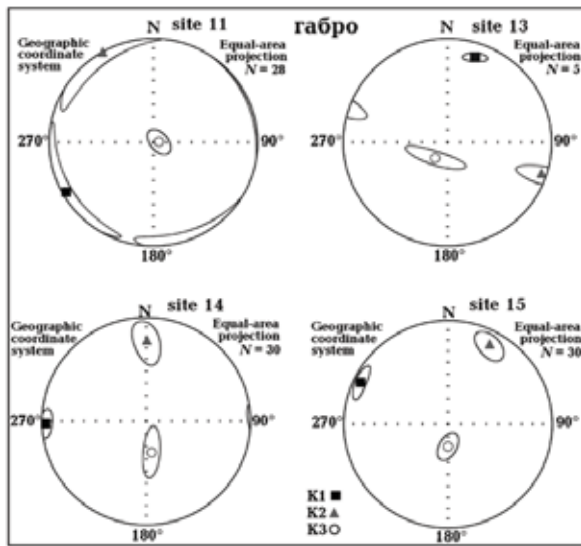
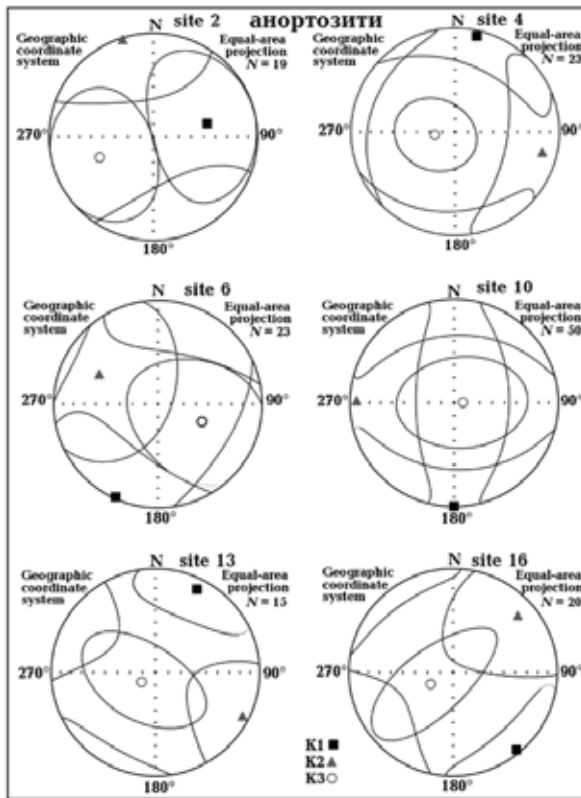


Рис. 6. Напрями осей максимальної (чорні квадрати), середньої (сірі трикутники) і мінімальної (світлі кола) анізотропії магнітної сприйнятливості для зразків анортозитів сайту 7 (а) і зразків олівінових габро сайту 8 (б). Напрямки наведено в низхідній рівновеликій проекції, великими символами — середні напрямки осей, для яких окреслені 95%-ні довірчі межі. N — кількість зразків.

Fig. 6. Anisotropy of magnetic susceptibility directional data of anorthosites site 7 (a) and olivine gabbros site 8 (b) are shown on a lower hemisphere equal area projections. The directions of the maximum K1, intermediate K2 and minimum K3 principal axis are presented by black squares, gray triangles and light circles respectively. Large symbols indicate the average directions of the axes with 95 % confidence limits. N — number of samples.



a



б

Рис. 7. Середні напрямки осей максимальної (чорні квадрати), середньої (сірі трикутники) і мінімальної (світлі кола) анізотропії магнітної сприйнятливості для сайтів габро (а) і анортозитів (б) південно-східної частини ВВМ. Умовні позначення див. на рис. 6.

Fig. 7. Principal axes of maximum (black squares), intermediate (gray triangles) and minimum (light circles) anisotropy of magnetic susceptibility for gabbro (a) and anorthosite (б) sites of the southeastern part of the Volodarsk-Volynskyi massif. Symbols in Fig. 6.

тяжіють до західного, північно-західного та північного азимутів.

У анортозитів (рис. 7, б) тільки намічається тенденція угруповання осей КЗ нормально до горизонтальної площини (сайти 4, 10, 13, 16), довірчі інтервали напрямків осей у більшості сайтів перетинаються, віддати перевагу якомусь переважаючому напрямку К1 неможливо.

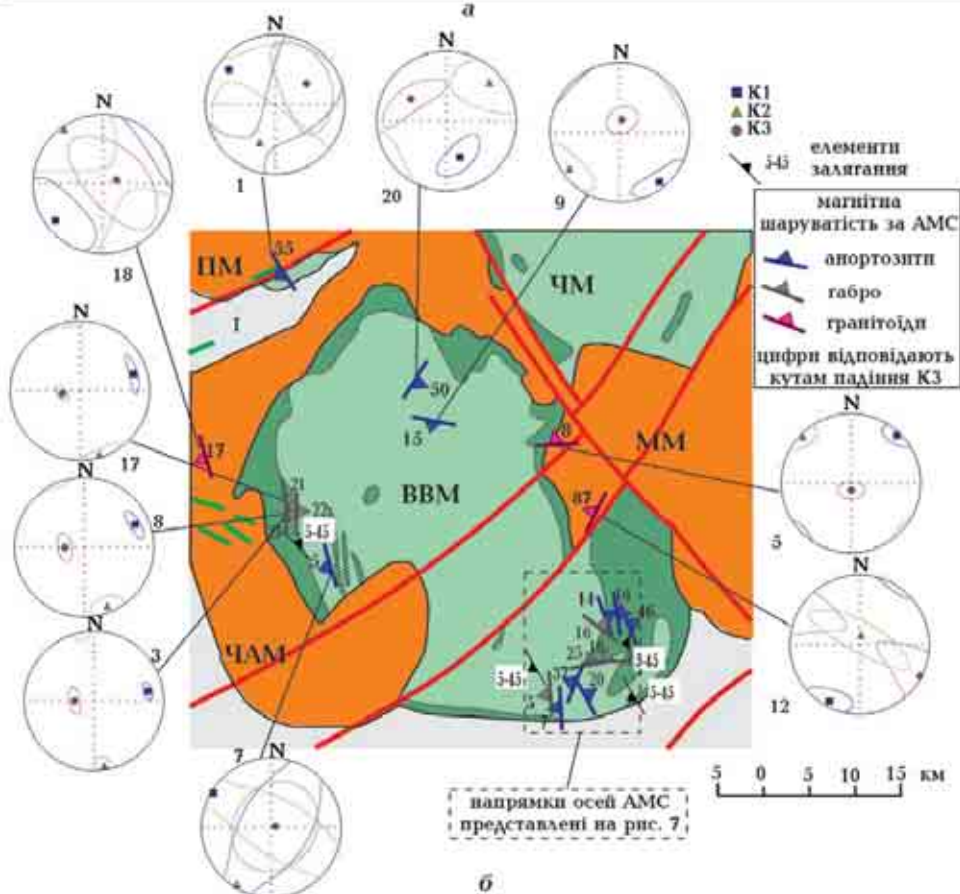
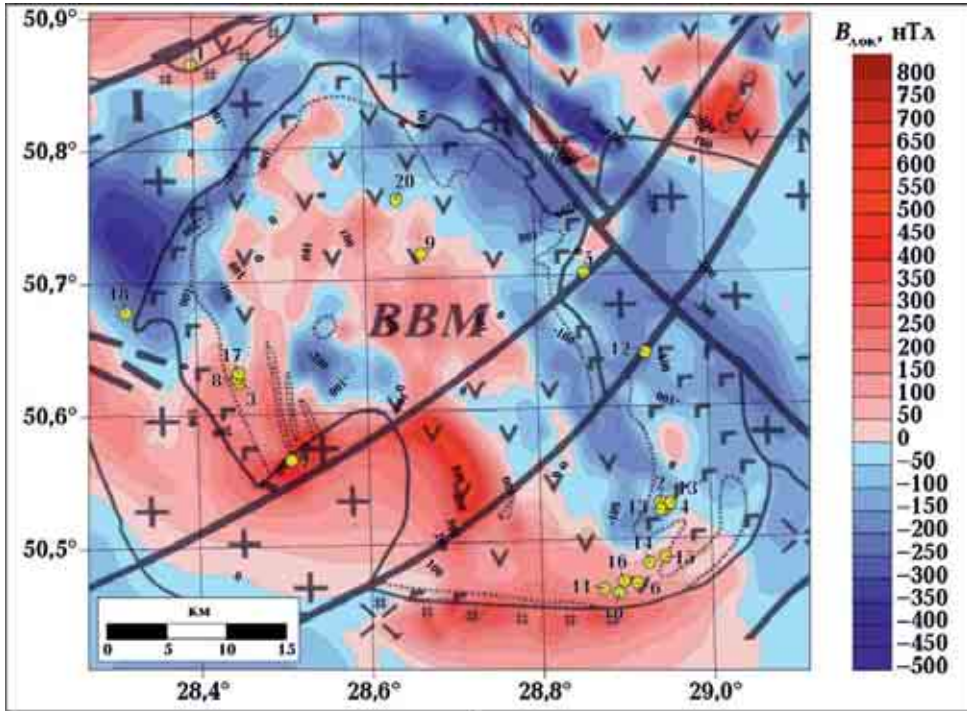
Такі самі закономірності у напрямках для зразків габро і анортозитів спостерігаються і в межах інших частин ВВМ (рис. 8). Для олівінових габро з трьох близько розташованих сайтів 3, 8 і 17 середні напрямки головних осей К1 орієнтовані у близькому до східного напрямку з нахиленням близько 20°, у той час як КЗ зміщена від нормалі на 20° у західному напрямку (див. табл. 2). Для сайтів анортозитів 1 і 7 головні осі мають різну орієнтацію з великими 95%-ми кутами довіри. Для сайтів 9 і 20 у північній частині кути довіри трохи менші, вісь К1 орієнтована на південний схід, але осі К2 і К3 мають різну орієнтацію. На зразках рапаківіподібних гранітів сайту 5 осі еліпсоїдів групуються в кластери із середнім напрямком К1 на північний захід і напрямком К3, близьким до нормалі. На гранітоїдах сайтів 12 і 18 напрямки головних осей мають великі 95%-ні кути довіри.

На рис. 8, б представлені напрямки осей для кожного з сайтів, що характеризують шаруватість (foliation), а на рис. 8, в — лінійність (lineation) еліпсоїдів АМС, числові характеристики параметрів наведено в табл. 2. На цих же схемах представлені виміряні в полі елементи первинної тектоніки відповідно до схематичної геологічної карти 1936 р. А.А. Полканова [Полканов, 1948]. Порівнювати напрямки елементів залягання з напрямками АМС, отриманими на сайтах анортозитів, ми не вважаємо доцільним, враховуючи велику похибку визначення цих напрямків.

На жаль, обмаль польових визначень елементів залягання обмежують можливості їх порівняння з напрямками осей еліпсоїдів АМС, визначених на сайтах габро. У західній частині крайового комплексу плутону елементи залягання (ази-

мути простягання північний захід—південний схід, кути падіння 5—45°) близькі до напрямків магнітної площинної текстури

(foliation, вісь К3) сайтів 3, 8, 17 з кутами падіння близько 20°, спрямованими до центру ВВМ (рис. 8, б). Напрямки лінійності



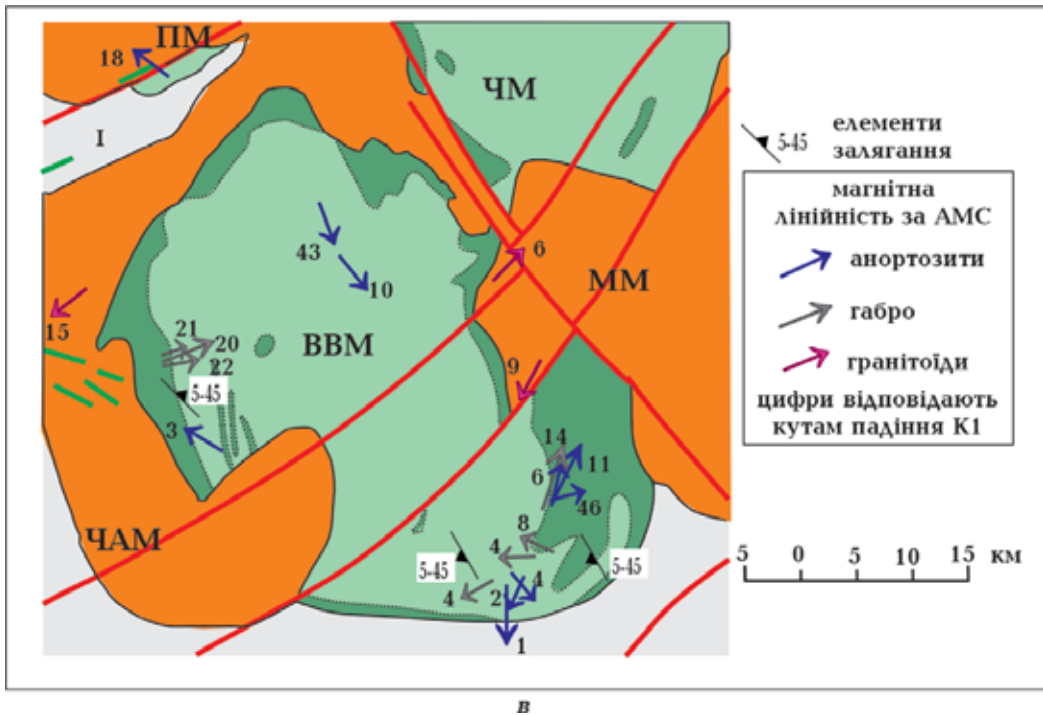


Рис. 8. Карта аномального магнітного поля (ΔT)_{а,лок} території ВВМ з розташуванням досліджених сайтів (а); карта розподілу магнітної шаруватості за параметрами АМС та проєкції середніх напрямків осей K1, K2 і K3 з еліпсами 95%-х довірчих меж (пояснення на рис. 6, 7) (б); карта розподілу магнітної лінійності за параметрами АМС (в). Елементи залягання порід (цифри — діапазон кутів падіння) наведено за матеріалами А.А. Полканова [Полканов, 1948]. Інші умовні позначення див. на рис. 1, б і 6.

Fig. 8. Anomalous magnetic field (ΔT)_{а,лок} scheme of the Volodarsk-Volynskiy massif with the location and numbers of the studied sites (a); magnetic foliation map by AMS parameters and projections of the principal directions of K1, K2 and K3 axes with 95 % confidence limits, explanation on the Fig. 6 and Fig. 7 (b); magnetic lineation map by AMS parameters (v). Bedding of rocks (numbers — range of angles of dip) are given according to geological map of A.A. Polkanov [Polkanov, 1948]. Other designations are on Fig. 1, b and Fig. 6.

(lineation, вісь K1) ще краще узгоджуються з напрямком падіння і мають кути падіння близько 20°.

У південно-східній частині для габро сайту 11 елементи залягання корелюють з напрямками АМС, азимут падіння тут спрямовані на захід. Для інших сайтів габро (13, 14, 15), що знаходяться у крайовій зоні, напрямки K3 мають близько до північного падіння з кутами близько 20°. Осі K1 тут спрямовані на північ і на захід, кути падіння пологі (від 4 до 14°).

Щодо напрямків еліпсоїдів АМС у гранітоїдах — ми дослідили тільки три сайти, що не достатньо для висновків. Як можна побачити на сайтах 5 і 12 у східній частині, напрямки осей досить впевнено виділяються, але мають різну орієнтацію. Осі

сайту 5 добре згруповані і мають орієнтацію напрямків (азимут простягання субширотний, падіння на північ—північний схід з пологими кутами 6—8°), близьку до сайтів габро у південно-східній частині. У сайті 12 осі K1 і K3 розташовані в субгоризонтальній площині, що вказує на майже вертикальний напрямок K2. З урахуванням на порядок вищих значень МС відносно інших сайтів, це може бути обумовлено не тільки тектонічними причинами, але й «інверсією» магнітної текстури внаслідок переваги однодомених зерен магнетиту у зразках з цього сайту. Відповідь на це питання потребує додаткових досліджень. У західному сайті 18 гранітоїдів напрямки осей АМС за великими похибками визначення близькі до анортозитів.

Обговорення результатів. У попередніх дослідженнях петрографічних різновидів основних порід ВВМ було зроблено висновки [Михайлова и др., 1994], що за МС їх можна розділити на дві групи: умовно сильномагнітні габроїди ($Km > 10^{-2}$ SI) із середнім значенням близько $3 \cdot 10^{-2}$ SI і на порядок менш магнітні, до яких належать анортозити, габро-анортозити та інші габроїди. У досліджених нами сайтах лише окремі зразки анортозитів мають значення $Km > 10^{-2}$ SI. Більше 90 % зразків можуть бути віднесені до порід, у яких визначальним на їх магнітні властивості є вплив феромагнетиків ($Km > 10^{-3}$ SI), і тільки 7—8 % зразків можна віднести до порід змішаного походження ($0,5 \cdot 10^{-3}$ SI $< Km < 10^{-3}$ SI), у яких на значення МС також може впливати присутність парамагнітної складової [Borradaile, 2001]. Одноmodalний розподіл Km припускає вплив одного феромагнітного мінералу як домінуючого джерела високих значень МС. Всі отримані дані вказують на визначальну роль магнетиту, який і обумовлює магнітні властивості досліджених порід.

Важливим є питання про природу залишкової намагніченості порід. У роботах різних авторів, із залученням результатів магнітно-мінералогічних досліджень і даних оптичної і електронної мікроскопії, було зроблено висновки, що феромагнітні мінерали (магнетит і титаномагнетит) і структурні та фазові зміни, що відбулися в них, не виключають можливості збереження намагніченості, що виникла при їх охолодженні нижче точки Кюрі і зафіксувала стан геомагнітного поля, що відповідав цьому моменту [Михайлова и др., 1994; Elming et al., 2001]. Також було визначено, що за термомагнітним критерієм зразки демонструють поведінку, характерну для однодомених або псевдооднодомених зерен [Shcherbakova et al., 2024], коли магнетит демонстрував однодоменну поведінку в неізометричних витягнутих зернах, або коли він був присутній у вигляді ламелей розпаду. Такі зерна, «вморожені» у зерна піроксену або плагіоклазу, вважаються найкращими кандидатами у носії

«первинної» термозалишкової намагніченості, відповідно такі породи є найбільш інформативними для палеомагнітних досліджень докембрію.

Нові результати термомагнітних аналізів об'ємної магнітної сприйнятливості зразків (див. рис. 2) вказують на різке зниження магнітної сприйнятливості близько до 580 °C на всіх кривих нагрівання, що відповідає температурі Кюрі чистого магнетиту [Petrovskú, Karička, 2006]. Наявність «хвостів» вище 600 °C ми пов'язуємо з окисненням магнетиту при нагрівах та утворенням гематиту з температурами Кюрі 660—680 °C. На утворення нової (більш магнітної) фази також вказує підвищення значень МС на кривих охолодження. За температур Кюрі ця фаза відповідає магнетиту. Наявність сульфідів заліза з температурою Кюрі 325 °C спостерігається на окремих кривих незначним підвищенням Km при 320 °C (рис. 2, г наочно демонструє температуру Кюрі 325 °C), але для більшості зразків на кривих нагріву присутність сульфідів не спостерігається.

Вплив феромагнітної компоненти досліджуваних порід відображається на карті аномального магнітного поля $\Delta T_{a,лок}$ для території ВВМ, зокрема на її фрагменті (рис. 8, а), створеному на основі сучасної цифрової версії карти аномального магнітного поля ΔT_a території України [Нечаєва та ін., 2002; Orlyuk et al., 2024]. Локальна компонента геомагнітного поля $\Delta T_{a,лок}$ відображає магнітні неоднорідності земної кори в інтервалі глибин від 0 до 10—15 км. Від'ємні магнітні аномалії властиві східній, північній і північно-західній крайовим зонам плутону, у центрі і на південному заході переважають позитивні аномалії. Приуроченість аномалій до різних типів порід на спостерігається. Гранітоїди, що оточують ВВМ, мають як позитивні (на південному заході), так і від'ємні аномалії, загальна картина їх поширення в цілому повторює закономірності, виявлені для габро і анортозитів.

За результатами табл. 1 і рис. 3 можна дійти висновку, що гранітоїди збіднені на вміст магнетиту і мають нижчі значення

ПЗН і МС порівняно з габроїдами (за виключенням сайту 12, де значення МС у кілька разів більші). Це спостерігається на карті аномального магнітного поля $\Delta T_{a,лок}$ (див. рис. 8, а), де від'ємні магнітні аномалії (у середньому -200 нТл) проявляються у східній, північній і північно-західній крайових зонах і прилеглих гранітоїдах і приблизно збігаються з межами ВВМ. Південна та південно-західна частини характеризуються позитивними аномаліями із середніми значеннями $200\text{—}300$ нТл, але тут межі між габроїдами та гранітоїдами в аномальному магнітному полі не виділяються. Це може бути обумовлено неоднорідною глибинною будовою ВВМ і його геометрією, на що також вказує знакоміне аномальне поле в його центральній частині. За нашими даними, за середніми магнітними параметрами габро і анортозити не розрізняються в межах середньоквадратичного відхилення, але інші дані [Михайлова и др., 1994] вказують на присутність «сильномагнітних» габроїдів, які можуть створювати локальні магнітні аномалії.

Результати по АМС порід вказують, що анізотропія у габро становить від 4 до 10 %, у анортозитів трохи вища — від 4 до 15 %, а у деяких сайтах (7, 16) може досягати 30—40 %. У досліджених гранітоїдах P_j становить менше 5 %. Параметр T вказує на форму еліпсоїдів АМС близьку до нейтральної, але переважає шаруватість (незначно сплющена (oblate) форма), що типово для магнітних текстур плутонічних порід, які не зазнавали впливу пружних напружень або інших динамічних умов під час їх формування.

На палеомагнітні дані, отримані з магматичних гірських порід з аномально високою магнітною анізотропією, треба звертати особливу увагу, оскільки їх характеристична компонента залишкової намагніченості (ChRM) може бути спотворена і не придатна для палеогеографічних реконструкцій. Але які величини АМС допустимі? Згідно з монографією [Butler, 1992], палеомагнітні дані, отримані на породах, анізотропія яких перевищує 5 %, повинні прийматися

з особливими застереженнями. У більшості досліджених нами сайтів ступінь анізотропії P_j становить від 3 до 16 % при середніх значеннях близько 5 %, що є типовим для плутонічних порід. У габроїдах носіями характеристичної (за всіма ознаками первинної) компоненти залишкової намагніченості є саме однодоменні та малі псевдооднодоменні зерна магнетиту, які, як відомо, є найбільш придатними кандидатами у носії первинної термозалишкової ChRM. У магнетитвмісних породах АМС контролюється багатодоменними зернами [Butler, 1992], але певною мірою можуть впливати і парамагнетики у зразках з $Km < 10^{-3}$ SI. Носієм палеомагнітного «запису» є однодоменні та псевдооднодоменні зерна. Враховуючи однодомальний розподіл Km (вплив магнетиту, як домінуючого феромагнетика, для зразків з $Km > 10^{-3}$ SI), ми вважаємо, що напрямки ChRM не зазнавали подальшого впливу деформаційних процесів у більшості сайтів. З погляду палеомагнітної інформативності на сайти анортозитів 7 і 16, з урахуванням високих значень P_j , треба звернути особливу увагу.

Зазначимо, що при інтерпретації аеромагнітних або наземних магнітних даних окремо слід приділяти увагу можливим ефектам анізотропії. Магнітні аномалії можуть бути спотворені, якщо тіла, що є їх джерелами, анізотропні. Для нашого випадку, зокрема для аномалій на карті рис. 8, а, з огляду на загальний низький ступінь анізотропії, ми вважаємо, що цей ефект буде незначним.

Особливістю розподілу напрямків головних осей еліпсоїдів АМС є кластеризація напрямків для кожного з сайтів габро та її відсутність для сайтів анортозитів (див. рис. 6, 7, 8, б). Для останніх інтерпретація середніх напрямків головних осей при наявних кутах довіри (α_{95}), що становлять десятки градусів, порівняно з польовими визначеннями елементів залягання порід, є проблематичною.

Для габро з незначною анізотропією ($1,04 < P_j < 1,1$) напрямком мінімальної осі K_3 близький до нормалі до горизонтальної площини, магнітна текстура утворюється

під впливом гравітації на стадії застигання/ диференціації магми. При порівнянні напрямків елементів шаруватості, виміряних на деяких ділянках ВВМ, з напрямками головних осей еліпсоїдів АМС габро, ми спостерігаємо кореляції як з площинною, так і з лінійною магнітною текстурою (див. рис. 8, б, в). І хоча результати отримані для малої кількості сайтів, можна відмітити наступні загальні закономірності. У сайтах габро з крайових зон ВВМ площинно-паралельні текстури (напрямки осей КЗ (foliation) спрямовані до центральної частини плутону з кутами падіння близько 20°), що загалом узгоджується з елементами залягання виміряної в полі шаруватості. Напрямки лінійної текстури (lineation) у південно-східній частині мають більш пологі кути падіння (до 8°) і дещо інші орієнтації К1, які майже паралельні межі ВВМ. Такі закономірності вказують, що напрямки К1 можна розглядати як потенційні індикатори локальних напрямків впровадження магми. Зв'язки з будь-якими регіональними тектонічними особливостями на даних АМС не простежуються. Зважаючи на малу кількість інформативних для аналізу АМС сайтів габроїдів, ми утримаємося від подальшої інтерпретації до отримання нових результатів.

Для гранітоїдів, беручи до уваги малу кількість досліджених сайтів, не можна зробити однозначних висновків. Є сайти (наприклад, 5, 19), де осі групуються у кластери з визначеними напрямками. На інших сайтах (12, 18) напрямки головних осей мають великі 95%-ні кути довіри, і їх інтерпретація, як і для сайтів анортозитів, є проблематичною.

Приклади зв'язку магнітної текстури з формами магматичних тіл і їх магматичних структурних елементів (за даними польових спостережень) наведено у багатьох публікаціях (наприклад, [Bouchez et al., 1997]). У нашому випадку навіть за невеликою кількістю інформативних сайтів було продемонстровано, що подальші дослідження магнітної текстури габро (і, ймовірно, гранітоїдів), можуть бути надзвичайно корисними, оскільки вони на-

дають важливу інформацію щодо потоків магми, що неможливо отримати за допомогою тільки польових досліджень.

Висновки. 1. Результати досліджень магнітних параметрів анортозит-рапакі-вігранітного комплексу КП вказують на визначальний вплив на магнітні властивості порід феромагнітної компоненти, насамперед магнетиту. Значення $K_m > 10^{-3}$ SI притаманні більш ніж 90 % досліджених зразків габроїдів і гранітоїдів, вплив парамагнітної складової на магнітні властивості може бути суттєвим у менш ніж 10 % зразків. Гранітоїди відносно збіднені на вміст феромагнітних мінералів порівняно з габроїдами. Середні значення МС і ПЗН для анортозитів і габро в межах середньоквадратичного відхилення не розрізняються. Однак діапазон варіацій значень ПЗН, МС і фактора Q у зразках габро суттєво менший, ніж у анортозитів.

2. Підтверджено визначальну роль у формуванні ПЗН порід близького до стехіометричного магнетиту, однодомні та псевдоодномні зерна якого є носіями характеристичної (і за всіма ознаками первинної) компоненти термозалишкової намагніченості, яка є найбільш інформативною для палеомагнітних досліджень.

3. Нові результати по АМС порід ВВМ вказують на типові магнітні текстури плутонічних порід, які не зазнавали суттєвого впливу різних динамічних умов під час їх формування. Для габро напрямки головних осей еліпсоїдів АМС зразків з кожного сайту добре згруповані, середні напрямки визначаються з незначними похибками і можуть слугувати новим інструментом структурного аналізу з ефективного визначення магнітної текстури у масивних габро (і частково у гранітоїдах). Подальші дослідження магнітної текстури габро можуть бути надзвичайно корисними для отримання важливої інформації про напрямки впровадження магми. Напрямки еліпсоїдів АМС для анортозитів мають великі кути довіри, що ускладнює подальшу інтерпретацію.

4. Нові дані про магнітні параметри можуть бути залучені при аналізі магнітних

аномалій у межах КП та моделюванні його глибинної будови, а також для відбракування палеомагнітних напрямків для подальших розрахунків палеомагнітних полюсів для порід ВВМ.

Подяка. Автори висловлюють щире подяку с.н.с. Інституту геофізики НАН України М.І. Бакаржівій за надання матеріалів

по карті аномального магнітного поля ΔT_a досліджуваної території. Робота виконана в рамках бюджетної тематики Інституту геофізики ім. СІ. Субботіна НАН України «Геодинаміка південно-західної частини Східноєвропейської платформи за палеомагнітними даними», державний реєстраційний номер роботи 0119U000079.

Список літератури

- Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б., Черкес С.И. Проблемы палеомагнетизма докембрия территории Украины. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 245—268. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147491>.
- Гинтов О.Б. *Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины*. Киев: Феникс, 2005, 572 с.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 24—36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006>.
- Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77—91.
- Гузій М.І. Класифікація гірських порід за параметрами анізотропії магнітної сприйнятливості. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Геологія.* 1995. № 13. С. 66—72.
- Гузій М.І. Магнітна анізотропія докембрійських гранітоїдів: (на прикладі Середньопридніпровського блока Українського щита): *автореф. дис. ... канд. геол. наук.* Київ, 1999, 17 с.
- Гузій М.І., Сухорада А.В., Івахненко О.П. Про магнітну текстуру кристалічних порід баську р. Томаківка. *Вісник Київ. нац. ун-ту*
- імені Тараса Шевченка. *Геологія.* 1994. № 12. С. 83—90.
- Завойський В.М. Магнітна анізотропія порід і використання її для розв'язку структурних задач: *дис. ... д-ра фіз.-мат. наук.* Київ, 1999, 385 с.
- Митрохин А.В., Грущинская Е.В., Билан Е.В. Проявления контактового метаморфизма в породах древней «рамы» Коростенского плутона. *Геолог України.* 2010. № 4(32). С. 81—90.
- Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): *автореф. дис. ... д-ра геол. наук.* Київ, 2011, 36 с.
- Михайлова Н.П. *Проблемы палеомагнетизма докембрия*. Киев: Наук. думка, 1982, 204 с.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М. *Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1989, 196 с.
- Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. *Палеомагнетизм анортозитов*. Киев: Наук. думка, 1994, 212 с.
- Нечаєва Т.С., Шимків Л.М., Горкавко В.М., Єнтін В.А. *Карта аномального магнітного поля (ΔT_a) України м-бу 1:1000 000*. Київ, 2002, 1 л.
- Орлюк М.И., Орлова М.И. Обзор результатов исследований палеомагнитной информативности докембрийских кристаллических пород Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 84—108. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111422>.
- Полканов А.А. *Плутон габро-лабрадоритов Вольни УССР*. Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1948, 80 с.

- Сухорада А.В., Гузий Н.И. Магнитная анизотропия некоторых кристаллических образований Украинского щита. В кн.: *Исследования геомагнитного поля и палеомагнетизма*. Киев: Наук. думка, 1983, С. 126—136.
- Сухорада А.В., Гузий М.І., Івахненко О.П., Попов С.А. До питання про магнітомінералогічну модель Гайсинського блока Українського щита. *Вісник Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Геологія*. 1996. № 14. С. 103—115.
- Черкес С.І., Бахмутов В.Г., Митрохин О.В., Поляченко Є.Б., Литвиненко Ю.О. Палеотектонічна реконструкція Східноєвропейської платформи у палеопротерозої за результатами палеомагнітних досліджень. В кн.: *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.). Київ: Вид. НАН України, Ін-та геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка, 2024. С. 287—291. <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.60>.
- Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу: автореф. дис. ... г-ра геол. наук. Київ, 2012, 35 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. *Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой*. Киев: Наук. думка, 2008, 240 с.
- 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>.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., & Volozh, Y.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.3>.
- 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>.
- Borradaile, G.J. (2001). Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*, 23(10), 1581—1596. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00019-0).
- 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).
- 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).
- Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., & Stephens, W.E. (Eds.). (1997). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabric*. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5>.
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Cherkes, S., Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Po-

- liachenko, 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», 2³/₄ October 2023, Lviv, Ukraine, GeoTerrace-2023-008*. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.2023510008>.
- Ellwood, B.B., & Whitney, J.A. (1980). Magnetic fabrics of the Elberton granite, Northeast Georgia. *Journal of Geophysical Research*, 85(B3), 1481—1486. <https://doi.org/10.1029/JB085iB03p01481>.
- Elming, S.-Å., 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).
- Elming, S.-Å., 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. *Geophysical Journal*, 20(4), 71—74.
- Elming, S.-Å., Pesonen, L.J., Leino, M., Mänttari, M.S.P., & Belyatsky, B.G. (1993). The continental drift of the Fennoscandian and Ukrainian Shields during the Precambrian. *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).
- Elming, S.-Å., Shumlyansky, 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>.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5, 37—82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>.
- 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).
- 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>.
- 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>.
- Kravchenko, S.M. (2005). First estimate for the age of Mesoproterozoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49, 177—190. <https://doi.org/10.1007/s11200-005-0004-6>.
- 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>.
- Orlyuk, M., Marchenko, A., Romenets, A., Barkarzhieva, M., & Orliuk, I. (2024). Development of geomagnetic field induction module maps for the territory of Ukraine. *Geodynamics*, 1(36), 74—84. <https://doi.org/10.23939/jgd2024.01.074>.
- Petrovský, E., & Kapička, A. (2006). On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12), B12S27. <https://doi.org/10.1029/2006JB004507>.
- 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).
- Shcherbakova, V.V., Zhidkov, G.V., Shcherbakov, V.P., & Aphinogenova, N.A. (2024). Low Paleomagnetic Field in the Proterozoic: New 1.72—1.76 Ga Paleointensity Data from Volcanic Rocks of the Ukrainian Shield. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 60(4), 646—662. <https://doi.org/10.1134/S1069351324700666>.
- Shumlyansky, L., Ellam, R.M., & Mitrokhin, O. (2006). The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian Shield: Im-

plication of Nd and Sr isotope data. *Lithos*, 90(3-4), 214—222. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.004>.

Shumlyanskyi, 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>.

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

Magnetism and anisotropy of magnetic susceptibility of gabbroids of the Volodarsk-Volynskyi massif of the Korosten pluton of the Ukrainian Shield

V.G. Bakhmutov¹ (bakhmutovvg@gmail.com), O.V. Mytrokhyn^{2, 3}, S.I. Cherkes¹, I.B. Poliachenko¹, 2025

¹S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

³Institute of Geological Science of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

We studied the magnetic parameters of more than 500 samples of Palaeoproterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite complexes of the Volodarsk-Volyn massif. The massif was formed about 1.76 billion years ago and corresponds to the main anorthosite phase of the Korosten Pluton. By the average values of magnetic susceptibility and natural residual magnetisation, anorthosite and gabbro are indistinguishable within the standard error, but the latter is much smaller in gabbro. Magnetic susceptibility values $>10^{-3}$ SI characterize more than 90 % of the studied samples of gabbroids, which indicates the advantage pivotal part of the ferromagnetic component in magnetic properties of rocks. Granitoids are relatively depleted in the ferromagnetic minerals. Their magnetic susceptibility and natural residual magnetisation are, on average, half as small. Near-stoichiometric magnetite in the rocks has been confirmed. The single-domain and pseudosingle-domain grains of magnetite are the best carriers of the characteristic component of remanent magnetisation, as have been shown in previous investigations. For the first time, data on the anisotropy of magnetic susceptibility have been obtained for the anorthosite-mangerite-charnockite-granite rocks of the Korosten Pluton. They mainly indicate magnetic textures typical of plutonic rocks. For gabbro, the directions of the main axes of the anisotropy of magnetic susceptibility ellipsoids are well grouped, while for anorthosites the directions have large 95 % confidence angles, complicating further interpretation. Magnetic textures directions in gabbro are consistent with magmatic lineation and foliation, which are crucial in understanding flow mechanism and emplacement history of plutons. Further study of the magnetic texture of gabbro (and partly granitoids) in different parts of the pluton can be extremely useful for obtaining important information about the directions of magma intrusion. The anisotropy of magnetic susceptibility results can be used to select reliable palaeomagnetic directions for calculations of palaeomagnetic poles. The combined magnetic parameters of magnetic susceptibility and natural residual magnetisation can be used to model magnetic anomalies.

Key words: Proterozoic, Korosten pluton, rock magnetism, anisotropy of magnetic susceptibility, gabbro-anorthosite.

References

- Bakhmutov, V.G., Poliachenko, I.B., & Cherkes, S.I. (2018). Problems of paleomagnetism of the Precambrian of the territory of Ukraine. *Geophysical Journal*, 40(5), 245—268. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147491> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of Earth's crust deformations in Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of fault formation stages in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geophysical Journal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2014). Kinematics of the formation of the Ukrainian Shield in the period 1.80—1.73 billion years ago based on the results of studying the fracturing of rocks of the Korosten and Korsun-Novomyrhorod plutons. *Geophysical Journal*, 36(4), 24—36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006> (in Russian).
- Glevasskiy, Ye.B., & Kalyaev, G.I. (2000). Precambrian tectonics of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 22(2/3), 77—91 (in Russian).
- Huzii, M.I. (1995). Classification of rocks by parameters of magnetic susceptibility anisotropy. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, (1)3, 66—72 (in Ukrainian).
- Huzii, M.I. (1999). Magnetic anisotropy of Precambrian granitoids: (on the example of the Middle Dnipro block of the Ukrainian Shield). *Candidate's thesis*. Kyiv, 17 p. (in Ukrainian).
- Huzii, M.I., Sukhorada, A.V., & Ivakhnenko, O.P. (1994). On the magnetic texture of crystalline rocks of the Tomakivka River basin. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, (12), 83—90 (in Ukrainian).
- Zavoyskyi, V.M. (1999). *Magnetic anisotropy of rocks and its use for solving structural problems. Extended doctor's thesis*. Kyiv, 385 p. (in Ukrainian).
- Mitrokhin, A.V., Grushchinskaya, Ye.V., & Bilan, Ye.V. (2010). Manifestations of contact metamorphism in rocks of the ancient «frame» of the Korosten Pluton. *Geologist of Ukraine*, (4), 81—90 (in Russian).
- Mytrokhyn, O.V. (2011). *Anorthosite-rapakivi-granite formation of the Ukrainian Shield (geology, material composition and formation conditions). Doctor's thesis*. Kyiv, 36 p. (in Ukrainian).
- Mikhaylova, N.P. (1982). *Problems of Precambrian paleomagnetism*. Kiev: Naukova Dumka, 204 p. (in Russian).
- Mikhaylova, N.P., & Glevasskaya, A.M. (1989). *Magnetization of basic and ultrabasic rocks of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).
- Mikhaylova, N.P., Kravchenko, S.N., & Glevasskaya, A.M. (1994). *Paleomagnetism of anorthosites*. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Nechaieva, T.S., Shymkiv, L.M., Horkavko, V.M., & Yentyn, V.A. (2002). *Map of the anomalous magnetic field (ΔT)_a of Ukraine, scale 1:1,000,000*. Kyiv. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., & Orlova, M.I. (2013). Review of research results on paleomagnetic informativeness of Precambrian crystalline rocks of the Ukrainian Shield. *Geophysical Journal*, 35(4), 84—108. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i4.2013.111422> (in Russian).
- Polkanov, A.A. (1948). *Gabbro-labradorite Pluton of Volyn, Ukrainian SSR*. Leningrad: LSU Publishing House, 80 p. (in Russian).
- Sukhorada, A.V., & Guziy, N.I. (1983). Magnetic anisotropy of some crystalline formations of the Ukrainian Shield. In *Research on the geomagnetic field and paleomagnetism* (pp. 126—136). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Sukhorada, A.V., Huzii, M.I., Ivakhnenko, O.P., & Popov, S.A. (1996). On the question of the magnetomineralogical model of the Haisyn block of the Ukrainian Shield. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, (14), 103—115 (in Ukrainian).
- Cherkes, S.I., Bakhmutov, V.H., Mytrokhyn, O.V., Poliachenko, I.B., & Lytvynenko, Yu.O. (2024). Paleotectonic reconstruction of the East European Platform in the Paleoproterozoic based

- on paleomagnetic studies. In *Geological structure and history of geological development of the Ukrainian Shield (to the 100th anniversary of the birth of Academician of the National Academy of Sciences of Ukraine M.P. Shcherbak)*. Collection of conference materials (Kyiv, September 17—18, 2024) (pp. 287—291). Kyiv: Publishing House of the National Academy of Sciences of Ukraine, M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation. <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.60> (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L.V. (2012). Petrology and geochronology of rock complexes of the north-western region of the Ukrainian Shield and its western slope. *Doctor's thesis*. Kyiv, 35 p. (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyansky, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- 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>.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., & Volozh, Y.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., & Taran, L. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.3>.
- 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>.
- Borradaile, G.J. (2001). Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*, 23(10), 1581—1596. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00019-0).
- 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).
- 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).
- Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., & Stephens, W.E. (Eds.). (1997). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabric*. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5>.
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Cherkes, S., Bakhmutov, V., Mytrokhyn, O., Poliachenko, I., & Skarboviychuk, T. (2023). Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic basic rocks of the Volodarsk-Volynskiy massif, Korosten plutonic complex. *International Conference of Young Professionals «GeoTerrace-2023», 2¾ October 2023, Lviv, Ukraine, GeoTerrace-2023-008*. <http://dx.doi.org/10.3997/2214-4609.2023510008>.
- Ellwood, B.B., & Whitney, J.A. (1980). Magnetic fabrics of the Elberton granite, Northeast Georgia. *Journal of Geophysical Research*, 85(B3), 1481—1486. <https://doi.org/10.1029/JB085iB03p01481>.
- Elming, S.-Å., Mikhailova, N.P., & Kravchen-

- ko, 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).
- Elming, S.-Å., 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. *Geophysical Journal*, 20(4), 71—74.
- Elming, S.-Å., Pesonen, L.J., Leino, M., Mänttäri, M.S.P., & Belyatsky, B.G. (1993). The continental drift of the Fennoscandian and Ukrainian Shields during the Precambrian. *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).
- Elming, S.-Å., Shumlyansky, 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>.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5, 37—82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>.
- 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).
- 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>.
- 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>.
- Kravchenko, S.M. (2005). First estimate for the age of Mesoproterozoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49, 177—190. <https://doi.org/10.1007/s11200-005-0004-6>.
- 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>.
- Orlyuk, M., Marchenko, A., Romenets, A., Barkarzhieva, M., & Orliuk, I. (2024). Development of geomagnetic field induction module maps for the territory of Ukraine. *Geodynamics*, 1(36), 74—84. <https://doi.org/10.23939/jgd.2024.01.074>.
- Petrovský, E., & Kapička, A. (2006). On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12), B12S27. <https://doi.org/10.1029/2006JB004507>.
- 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).
- Shcherbakova, V.V., Zhidkov, G.V., Shcherbakov, V.P., & Aphinogenova, N.A. (2024). Low Paleomagnetic Field in the Proterozoic: New 1.72—1.76 Ga Paleointensity Data from Volcanic Rocks of the Ukrainian Shield. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 60(4), 646—662. <https://doi.org/10.1134/S1069351324700666>.
- Shumlyansky, L., Ellam, R.M., & Mitrokhin, O. (2006). The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian Shield: Implication of Nd and Sr isotope data. *Lithos*, 90(3-4), 214—222. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.004>.
- Shumlyansky, 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>.
- Tarling, D.H., & Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall.