

# Магнітомінералогічна характеристика мафіт-ультрамафітів Середнього Побужжя та Голованівської шовної зони Українського щита (за літературними даними)

*О.Є. Шестопалова, В.В. Друкаренко, 2022*

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна  
Надійшла 15 грудня 2022 року

Завдяки високому вмісту магнетиту, титаномагнетиту та залізо-магнезіальних силікатів, мафіти та ультрамафіти проявляються в магнітному полі значними магнітними аномаліями. Вивчення мінералогії та магнітних властивостей архейських порід, що утворились глибоко в нижній корі та вийшли на поверхню, може наблизити до розуміння природи джерел магнітних аномалій. Такі породи відомі на Українському щиті, зокрема на Побужжі та у Голованівській шовній зоні (ГШЗ). Розглянуто мафіт-ультрамафітові асоціації порід регіону, їх мінеральний склад та магнітні характеристики, прояви у магнітному полі та поширення магнітних мінералів. У межах Побужзького гірничо-рудного району виділяють декілька різновікових мафіт-ультрамафітових асоціацій, складених ефузивними, осадово-ефузивними та інтрузивними утвореннями. Більшість із них зазнало інтенсивних перетворень внаслідок метаморфізму гранулітової (до еклогітової) фації метаморфізму та інтенсивних тектонічних і діафоричних перетворень. Основні вулканіти та вулканогенно-осадові породи належать до тиврівської товщі палеоархейської дністровсько-бузької та неоархейської бузької серій. Протолітом тиврівської товщі слугували мантіїні породи, близькі за складом до океанічних базальтів. У складі дністровсько-бузької серії виділяється павлівська товща, складена переважно двопіроксеновими кристалосланцями, іноді амфіболізованими, часто із значним вмістом магнетиту (до 10 %), магнетит-ортопіроксеновими кристалосланцями, а також тілами залізистих кварцитів. Обидві серії містять гнейсові комплекси, а також тіла базит-гіпербазитів. Мафітові породи представлені переважно роговообманково-піроксеновими кристалосланцями та амфіболітами. Інтрузивні тіла ультрамафітів та мафіт-ультрамафітів закартовано у центральній та північній частинах ГШЗ, де вони представлені породами гіпербазитової та габро-перидотитової формацій. Голованівський блок ГШЗ просторово збігається з Голованівським гравітаційним максимумом і магнітними аномаліями, які, ймовірно, викликані вкоріненням мафіт-ультрамафітів з верхньої мантії по зонах глибинних розломів. За результатами моделювання у районі м. Гайворон визначені магнітні джерела з підвищеними значеннями намагніченості, що пов'язані з піроксеновими кристалосланцями, гнейсами, грубозернистими піроксеновими кристалосланцями та залізистими кварцитами. Високі значення магнітних параметрів порід району Гайворон—Завалля пояснюються наявністю серед них евлізитів та магнетит-гіперстенових кристалосланців. Магнітне поле підвищеної напруженості з крупно-мозаїчною внутрішньою будовою спостерігається у полі розвитку порід чарнокіт-ендербітового складу. Диференціація магнітних властивостей порід верхньої частини земної кори, форма та невелика потужність джерел свідчать про їх можливе первинно-магматичне формування у вигляді масивів та дайок з подальшими метаморфічними перетвореннями. За термомагнітним аналізом та рудною мікроскопією встановлено, що головним магнітним мінералом мафіт-ультрамафітів є магнетит кількох генерацій. Ранні генерації (достовірно магматичні) наявні у тем-

ноколірних мінералах у вигляді точкових включень та емульсійних виділень вздовж спайності (структури розпаду твердих розчинів). Збільшення кількості магнетиту в усіх різновидах порід пов'язане з накладеними вторинними перетвореннями. У зонах перекристалізації відбувається перерозподіл заліза з утворенням скупчень вторинного крупнозернистого магнетиту. Магнетит залізистих кварцитів, за існуючою гіпотезою, має метаморфічне походження. Походження магнетиту залізисто-карбонатної та залізисто-кремнистої формацій є спірним питанням та залежить від визначення генезису вихідної речовини.

**Ключові слова:** Середнє Побужжя, Голованівська шовна зона, мафіт-ультрамафіти, магнетит, мінералогія.

**Вступ.** Завдяки високому вмісту рудних мінералів (магнетиту та титаномангнетиту) і залізисто-магнезіальних силікатів мафіти та ультрамафіти проявляються в магнітному полі значними магнітними аномаліями. Вивчення цих порід дає можливість дослідити намагніченість низів земної кори та верхньої мантії, оскільки можливості існування на мантійних глибинах магнітних мінералів присвячено багато праць [Ferre et al., 2013; Kurenko et al., 2019 та ін.]. Згідно з численними дослідженнями різних авторів, трансформації магнітних мінералів відбуваються в особливих тектонічних зонах верхньої мантії Землі, зокрема, в зонах різних типів зчленування літосферних плит, рифтів, плюмів, тектонотермальної активізації та ін. Магнітними можуть бути ділянки верхньої мантії, які мають температури нижче температури Кюрі магнетиту, наприклад в зонах субдукції, кратонах та місцях з древньою океанічною літосферою. Хоча згідно з дослідженнями різних авторів породи верхньої мантії можуть мати відносно низькі значення намагніченості для пояснення природи аномалій, вони здатні забезпечити додаткове джерело намагніченості разом з породами нижньої кори в місцях їх прояву [Ferre et al., 2013].

У гранулітовому домейні Pikwitonei (Манітоба, Канада) виявлено кремнієві гнейси та інтрузивні породи, що містять 1—3 мас. % Fe, утворюють достатньо магнетиту для створення намагніченості, яка наближається до 1 А/м, тоді як більш багаті на залізо основні породи утворюють переважно парамагнітні силікати і є на порядок менш магнітними [Dunlop et al., 2010].

При дослідженні магнітних властивостей анортозитів, тоналітів та мафітових

гнейсів віком 2,9—2,7 млн років (підняття Капускасін, Канада) виявлено, що існує чіткий зв'язок між зонами, де тоналіти і мафітові гнейси виходять на поверхню, та сильними позитивними аномаліями (до +1500 нТл) [Dunlop et al., 2010].

Одним з джерел магнетизму в глибокій корі є зони субдукції континентальної кори, де матеріал перетворюється в мантію. За таких умов та відповідного флюїдного режиму утворюються гранат та піроксен, при цьому руйнуються всі Fe-Ti оксиди, окрім рутиловмісного парамагнітного залишку [McEnroe et al., 2018]. У Західному Гнейсовому регіоні Норвегії відомі великі площі (28 000 км<sup>2</sup>) континентальної кори, що вийшли на поверхню та зазнали занурення під час Скандинавського складкоутворення на глибини 60—200 км та були перетворені при  $P$  від 1 до 6,5 ГПа і  $T=600—900$  °C за різних умов метаморфізму, в тому числі еклогітової фації, піднялись знов на поверхню та знов зазнали перетворень залежно від конкретних ретроградних умов. Досліджено 1500 зразків з мафітових та ультрамафітових тіл з метою вивчення їх внеску у намагніченість кори: гранатові корона-габро, нормальні еклогіто-фаціальні породи високих тисків, еклогіто-фаціальні породи ультрависоких тисків, мантійні перидотити.

Найбільший вміст магнетиту (медіанне значення) виявлено у зразках корона-габро — 0,1—1,15 %, найменший — у мантійних перидотитах — 0,026 %. Мантійні перидотити мають найменші значення магнітної сприйнятливості та щільності внаслідок утворення серпентину. Низькі значення магнітної сприйнятливості пояснюються незначною кількістю вторинного

магнетиту, можливо через високий вміст магнію в олівіні протоліту. Зразки коронагабро здатні робити внесок у магнітний сигнал земної кори завдяки індуктивній намагніченості, яка домінує у більшості зразків. З огляду на наявність великих мультидомених зерен магнетиту у їх складі можна вважати, що в місцях їхнього формування були сприятливі *PT*-умови для утворення великої кількості магнетиту [McEnroe et al., 2018].

Вивчення мінералогії та магнітних властивостей архейських порід, що утворились глибоко в нижній корі та вийшли на поверхню, може наблизити до розуміння природи джерел магнітних аномалій. Такі породи відомі в Канаді, Австралії, Норвегії, Італії, Швеції, Україні — Українському щиті, зокрема на Побужжі та у Голованівській шовній зоні (ГШЗ). Розглянуто мафіт-ультрамафітові асоціації порід Побужжя, їх мінеральний склад та магнітні характеристики, прояви у магнітному полі та поширення магнітних мінералів.

У межах Побузького гірничо-рудного району (ПГРР) [Гинтов и др., 2018] виділяють декілька різновікових мафіт-ультрамафітових асоціацій, складених ефузивними, осадово-ефузивними та інтрузивними утвореннями. Більшість з них зазнало інтенсивних перетворень внаслідок метаморфізму гранулітової (до еклогітової) фацій метаморфізму та інтенсивних тектонічних і діафоричних перетворень. Згідно із всебічним аналізом існуючих геологічних та геофізичних даних [Гинтов, 2022], основні вулканіти та вулканогенно-осадові породи відносять до тиврівської товщі палеоархейської дністровсько-бузької та неоархейської бузької серій. Утворення тиврівської товщі спостерігаються у вигляді смуг, останців, скіалітів та дайок [Геохронологія..., 2008; Гинтов, 2022] серед сингенетичних їм ендербітогнейсів та чарнокітоїдів гайворонського комплексу. Протолітом тиврівської товщі слугували мантіїні породи, близькі за складом до океанічних базальтів [Щербаков, 2005], що за особливостями хімічного складу утворюють тренд від пікритових базальтів до

андезитів. Більш магнезійні різновиди відповідають олівіновим толеїтам та базальтовим коматіітам [Павлюк та ін., 2008]. Вік тиврівської товщі становить 3,65—3,4 млрд років [Степанюк, 2018]. За детальним вивченням осадово-вулканогенних утворень дністровсько-бузької серії (Одеський кар'єр) [Лобач-Жученко и др., 2013, 2014], метавулканіти (ультраосновні кристалосланці) та метаосадові різновиди (магнетитові кварцити), що перешаровуються з ними, були сформовані у межах 3,4—3,2 млрд років тому.

За існуючою на даний час стратиграфічною схемою [Кореляційна..., 2004; Павлюк та ін., 2008], у складі дністровсько-бузької серії виділяється павлівська товща (AR<sub>1pv</sub>), яка поширена переважно у Кодимському блоці (смуга Ободівка—Гайворон) та центральній частині ГШЗ [Геолого-геофізическая..., 2008]. Товща складена переважно двопіроксеновими кристалосланцями, іноді амфіболізованими, часто із значним вмістом магнетиту (до 10 %). Серед них спостерігаються і магнетит-ортопіроксенові кристалосланці. Суттєвою складовою розрізу є тіла залізистих кварцитів, зрідка спостерігаються графітісті та карбонатні породи. За петрохімічними діаграмами кристалосланці павлівської товщі відповідають високозалізистим різновидам базальтів [Павлюк та ін., 2008]. На цей час належність павлівської товщі до дністровсько-бузької серії є питанням дискусійним [Гинтов, Усенко, 2022].

Метаморфіти бузької серії найбільше поширені в центральній частині ГШЗ та у Заваллівському кліпі, де входять до складу численних синформних метамафіт-залізистих, залізисто-карбонатних, метамафіт-графітістих і метамафіт-ультрамафітових структур [Павлюк та ін., 2008], які спостерігаються у внутрішньоприрозломних зонах монокліналей або у призсувних складках волочіння [Гинтов та ін., 2016; 2018]. Час формування порід бузької серії відповідає інтервалу 2,8—2,7—2,06 млрд років.

Гнейсові комплекси дністровсько-бузької та бузької серій представлені двопіро-

ксеновими, ортопіроксеновими, гранат-двопіроксеновими, магнетит-двопіроксеновими кристалосланцями, гнейсами та плагіогнейсами, кварцитами, кальцифірами, магнетит-двопіроксеновими залізистими кварцитами, рудними магнетитовими кальцифірами, плагіогнейсами амфібол-біотитовими та гранат-біотитовими. Гіперстенові з гранатом та двопіроксенові кристалосланці бузької серії загалом не відрізняються від аналогів дністровсько-бузької серії, але вони частіше діафорично змінені та амфіболізовані [Павлюк та ін., 2008].

Породи обох серій містять міжпластові та січні тіла базит-гіпербазитів — амфіболітів, габроїдів, перидотитів, піроксенітів, серпентинітів та коматіїтів. Мафітові породи представлені переважно роговообманково-піроксеновими кристалосланцями та амфіболітами. Мінеральний склад кристалосланців і амфіболітів визначається варіаціями кількості плагіоклазу і темноколірних мінералів. Ділянками вони біотитизовані, окварцовані, мігматизовані. В зонах діафорезу і катаклазу розвиваються вторинний амфібол, біотит, діопсид, кварц.

Дайки (жили) ультрамафітів та мафітів спостерігаються у відслоненнях і кар'єрах Гайворон-Завалля, переважно в Савранській зоні, у західному облямуванні Голованівського блока. Питання про належність цих порід до гіпабісальної фації є дискусійним через глибокі метаморфічні зміни. Вони умовно віднесені [Павлюк та ін., 2008] до сабарівського комплексу [Кореляційна..., 2004].

Інтрузивні тіла ультрамафітів та мафіт-ультрамафітів закартовано у центральній та північній частинах ГШЗ [Кореляційна..., 2004; Щербаков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008]. Породи гіпербазитової формації (капітанівський комплекс) утворюють глибинні тіла уздовж зон розломів північно-західного простягання. Породи представлені дунітами та перидотитами при незначному розвитку піроксенітів. Це хромітоносні масиви Капітанівсько-Липовеньківської групи.

Габро-перидотитова формація (деренюхінський комплекс, за І.Б. Щербаковим) утворює пластові тіла у синформних структурах, донні частини яких складені дунітами і перидотитами. Вище за розрізом вони переходять у піроксеніти та габроїди. В обох комплексах переважають серпентинізовані ультрамафіти, які представлені аподунітовими та апоперидотитовими серпентинітами, амфіболізованими піроксенітами, зрідка горнблендитами, габро-амфіболітами та амфіболітами [Щербаков, 2005]. Ступінь перетворень залежить від розмірів масивів. Згідно з [Геолого-геофизическая..., 2008; Державна..., 2004; Фомин, 1979;], більшість тіл мафітів та ультрамафітів є диференційованими інтрузіями з ритмічним розшаруванням. Мафіт-ультрамафітові масиви, які є складовою частиною синформних структур [Павлюк та ін., 2008] переважно метамафітового (амфіболіт-кристалосланцевого) складу, входять до складу Демов'ярської, Сухоташлицької, Троянської, Тарасівської, Кумарівської та Тернуватської структур. Тут тіла піроксенітів і дуніт-перидотитів залягають згідно із простяганням усіх складових структур і є їх природною складовою частиною (рис. 1).

Вік мафіт-ультрамафітів (амфібол-двопіроксенові кристалосланці, амфіболіти, піроксеніти, перидотити, що спостерігаються у вигляді лінз, пластових та дайкових тіл серед чарнокітоїдів) знаходиться в інтервалі 2,72—2,36 млрд років (лінзи) та 2,2—1,95 млрд років (пластоподібні тіла та дайки кристалосланцевого складу) [Степанюк, 2018; Геохронологія..., 2005]. Вік ультрамафітів Капітанівського та Липовеньківського масивів (за Re-Os-методом) становить близько 3,0 млрд років [Gornostayev et al., 2004] та за Sm-Nd-методом — 3,04 та 2,72 млрд років (розрахований згідно з моделлю деплетованої мантиї (ізотопні лабораторії Швеції та ІГМР НАН України)). Імовірно, ці дати відповідають початку формування розплавів у мантийному субстраті [Геолого-геофизическая..., 2008].

Мафіт-ультрамафітові тіла у складі залізрудних синформних структур Поля-





Масштаб 1:750000

Рис. 1. Схема розміщення мафіт-ультрамафітових і мафіт-залізорудних структур в Середньому Побужжі, за [Павлюк та ін., 2008]: 1 — мафіт-ультрамафітові розшаровані структури (1 — Демов'ярська, 2 — Тернуватська, 3 — Сухоташлицька, 4 — Бандурівська); 2 — контур поширення хромітоносних ультрамафітів Капітанівсько-Липовеньківської групи; 3 — мафіт-залізорудні структури (1 — Голованівська, 2 — Шепилівська, 3 — Ємилівська, 4 — Грушківська, 5 — Шамраївська, 6 — Новоселицька, 7 — Молдовська, 8 — Богданівська, 9 — Чемерпільська, 10 — Вільшанська, 11 — Слюсарівська, 12 — Полянецька, 13 — Бакшинська, 14 — Савранська, 15 — Байбузівська, 16 — Піщанська, 17 — Секретарська, 18 — Лашцівська); 4 — характерні або переважні породні комплекси в структурах (а — піроксенітовий, б — мафітовий (основні кристалосланці), в — гнейсово-карбонатний); 5 — контури Голованівського (справа) і Бандурівського гравімаксимумів; 6 — основні та другорядні розломні зони (А — Тальнівська, Б — Первомайська, В — Ємилівська, Г — Капітанівська, Д — Тернуватська, Є — Гайворонська, Ж — Хашчуватська, З — Заваллівська та Красносільська); 7 — підняті блоки з виведеними на поверхню ультрамафітовими хром-нікеленосними масивами; 8 — уступ у розділі Мохо, де потужність кори змінюється від 40 до 68 км; 9 — проекція на поверхню фундаменту астеносферного лінеамента Г, що фіксує різкий перепад потужності літосфери від 250 до 200 км.

Fig. 1. Scheme of location of mafic-ultramafic and mafic-iron-ore structures in Middle Pobuzhzhia, according to [Pavlyuk et al., 2008]: 1 — metamafic-ultramafic layered structures (1 — Demovyarska, 2 — Ternuvatska, 3 — Sukhotashlytska, 4 — Bandurivska); 2 — distribution contour of chromite-bearing ultramafites of the Kapitanivsko-Lypovenkivska group; 3 — mafic iron-ore structures (1 — Golovanivska, 2 — Shepylivska, 3 — Yemilivska, 4 — Hrushkivska, 5 — Shamrayivska, 6 — Novoselytska, 7 — Moldovska, 8 — Bohdanivska, 9 — Chemerpilka, 10 — Vilshanska, 11 — Slyusarivska, 12 — Polyanetska, 13 — Bakshynska, 14 — Savranska, 15 — Baibuzivska, 16 — Pishchanska, 17 — Sekretarska, 18 — Lashchivska); 4 — characteristic or predominant rock complexes in the structures (a — pyroxenite, b — mafic (mafic schists), v — gneiss-carbonate); 5 — contours of Golovanivskiy (right) and Bandurivskiy gravimaxima; 6 — main and secondary fault zones (A — Talnivska, B — Pervomaiska, B — Yemilivska, G — Kapitanivska, D — Ternuvatska, E — Hayvoronska, Z — Khashchuvatska, Z — Zavallivska and Krasnosilka); 7 — raised blocks with ultramafic chromium-nickel-bearing massifs uplifted to the surface; 8 — ledge of the Moho section, where the thickness of the crust varies from 40 to 68 km; 9 — projection onto the surface of the foundation of the asthenospheric lineament G, which records a sharp drop of the thickness of the lithosphere from 250 to 200 km.

нецької, Секретарської, Чемерпільської, Грушківської, Лашівської — невеликі за об'ємами лінзи переважно амфіболізованих піроксенітів, що залягають загалом згідно з іншими складовими структур [Павлюк та ін., 2008].

Гіпербазити постійно асоціюють з кальцифірами, гнейсами та кварцитами бузької серії, за висновками [Ярощук, 1983; Фомин, 1979], мають з ними парагенетичний та генетичний [Яковлев, 1982] зв'язок.

Численні прояви залізорудних покладів у Середньому Побужжі та ГШЗ пов'язані із залізисто-силікатними та залізисто-карбонатними утвореннями бузької серії, які разом з ультрамафітами складають єдину «карбонатно-метабазитову залізисто-кремнисту формацію» [Ярощук, 1983]. Первинне накопичення залізистих осадів деякі автори [Ярощук, 1983; Яковлев, 1982] розглядають як метаморфогенно-метасоматичні перетворення залізистих вулканітів. Згідно з реконструкцією умов утворення [Лобач-Жученко и др., 2014], на початкових етапах формувались вулканіти примітивної толейтової серії (тиврівська товща). На середньому етапі, під час зниження вулканічної активності, завдяки гідротермально-вулканічним газорідинним ексталяціям накопичувалися залізисті породи, а в проміжних вулканічних камерах формувалися титаністи субвулканіти, можливо дайки. На заключних етапах важливу роль відігравали осадові процеси та середньокислий вулканізм.

На даний час існує декілька гіпотез формування порід карбонатно-метабазитової залізисто-кремнистої формації — від метасоматично або метаморфічно перетворених первинно-осадових утворень до визнання участі у його утворенні карбонатитового розплаву [Усенко, 2015] та умов первинно-магматичного генезису [Юшин, 2015].

#### **Магнітна характеристика мінералів та їх прояви в магнітному полі**

Згідно з дослідженнями [Орлюк, 2000], магнітні джерела з намагніченістю 1,0—4,0 А/м, що розташовані на глибинах 10—60 км, формувались протягом декількох етапів розвитку літосфери, які відповіда-

ють інтервалам 3,2—2,9; 2,8—2,75; 2,55—2,25; 1,9—2,0 млрд років.

У ГШЗ прослідковуються лінійні магнітні аномалії, переважно північно-західного простягання. Голованівський блок ГШЗ просторово збігається з Голованівським гравітаційним максимумом і магнітними аномаліями, які, ймовірно, викликані вкоріненням мафіт-ультрамафітів з верхньої мантії по зонах глибинних розломів.

За експериментальними даними [Мичак та ін., 2021], встановлені інтервали значень намагніченості порід: гіперстеневі кристалосланці — 0,81—3,19 А/м, піроксенові грубоуламкові кристалосланці — від 2,77 до 5,8 А/м. Найбільшими показниками намагніченості характеризуються залізисті кварцити — 3,5—11,5 А/м.

Магнітне поле підвищеної напруженості з крупномозаїчною внутрішньою будовою спостерігається у полі розвитку порід чарнокітендербітового складу при невідрізних локальних аномаліях поля сили тяжіння (щільність  $\sigma=2,7\div 2,74$  г/см<sup>3</sup>; магнітна сприйнятливості —  $\chi=(900\text{—}2000)\cdot 10^{-5}$  од. СІ) [Гинтов и др., 2018].

Лінійні та витягнуті магнітні максимуми з амплітудою до 1000 нТл, що збігаються з полем локальних аномалій сили тяжіння підвищеної напруженості, спостерігаються для кристалосланців амфібол-піроксенових, двопіроксенових, гранат-піроксенових з  $\sigma=2,9$  г/см<sup>3</sup> та  $\chi=2060\times 10^{-5}$  од. СІ [Гинтов и др., 2018].

За результатами моделювання [Мичак та ін., 2021], у межах району м. Гайворон визначені магнітні джерела зі значеннями індуктивної намагніченості  $I_i$  від 2,15 до 3,5 А/м, що пов'язані з піроксеновими кристалосланцями, гнейсами ( $I_i=1,3\div 1,5$  А/м), грубозернистими піроксеновими кристалосланцями ( $I_i=2,8\div 3,5$  А/м) та залізистими кварцитами ( $I_i=4,5\div 7,5$  А/м). Джерела з намагніченістю  $I_i=5\div 10$  А/м розміщені у межах магнітної аномалії інтенсивністю 1800 нТл і пов'язані зі смугами залізистих кварцитів; ці ж породи, ймовірно, залягають в межах аномалії інтенсивністю 2400 нТл. Високі значення магнітних параметрів порід району Гайворон—За-

валля пояснюються наявністю серед них евлізитів та магнетит-гіперстенових кристалосланців. Джерела з намагніченістю  $I_r$  від 5 до 18,5 А/м, вірогідно, вказують на наявність евлізитів (залізисті породи, що складаються із залізистого ортопіроксену, гранату, іноді фаяліту зі змінним магнетитовим складом) [Геолого-геофизическая модель..., 2008]. Джерела розміщуються в зоні магнітної аномалії з інтенсивністю до 6400 нТл.

У межах Молдовської структури відомі максимуми магнітного поля амплітудою 55 000 та 40 000 нТл розділені мінімумом 10 000 нТл. Вони пов'язані з породами залізисто-силікатно-карбонатної формації. Магнітні аномалії високої інтенсивності в межах структури зумовлені магнетитовмісними породами залізистої силікат-карбонатної формації.

У межах Бандурівського локального максимуму спостерігаються інтенсивні (до 10000 нТл) смугоподібні магнітні аномалії, які, за [Павлюк та ін., 2008], зумовлені малопотужними тілами магнетитовмісних гнейсів та кальцифірів метасоматичного походження.

Смугоподібні магнітні аномалії амплітудою 2000—4000 нТл спостерігаються у зонах розвитку скарноїдів кварц-магнетит-піроксенових та гранат-кварц-магнетит-гіперстенових, частково амфіболізованих, з можливими включеннями кальцифірів. Значення щільності становлять  $\sigma=2,88\pm 3,0$  г/см<sup>3</sup>; магнітної сприйнятливості —  $\chi=24\,000\cdot 10^{-5}$  од. СІ [Гинтов и др., 2018].

Зони підвищеної напруженості магнітного поля у межах 200—1200 нТл обмежані апогаброїдними кристалосланцями, що перемешуюються з кальцифірами ( $\sigma=2,80$  г/см<sup>3</sup>;  $\chi=(450—4000)\cdot 10^{-5}$  од. СІ).

Зони підвищеної напруженості магнітного поля у межах 200—1200 нТл складені апоноритами (кристалосланці гранат-піроксенові, амфібол-піроксенові, іноді з прошарками габро, габро-амфіболітів, норитів):  $\sigma=2,9\pm 3,03$  г/см<sup>3</sup>;  $\chi\geq 5000\cdot 10^{-5}$  од. СІ. Високі значення магнітної сприйнятливості апоноритів (Gt-Orx, Amf-Px з прошарками габро, габро-амфіболітів та норитів)

вказують на великі глибини процесів, які супроводжували їх формування (Тарасівська структура) [Гинтов и др., 2018].

Апогаброїди та амфіболіти виділяються у магнітному полі знижених значень напруженості ( $\sigma=2,91—2,99$  г/см<sup>3</sup>;  $\chi=700\times 10^{-5}$  од. СІ).

У статті [Гинтов и др., 2016] наведено дані магнітної сприйнятливості та залишкової намагніченості мафітів ГШЗ. Піроксеніти:  $\chi=(1,5—3,5)\cdot 10^{-3}$  од. СІ,  $I_r=(1,5—3,5)\times 10^{-3}$  А/м. Амфіболіти та габро-амфіболіти слабomagнітні:  $\chi=(1—1,5)\cdot 10^{-3}$  од. СІ,  $I_r=(0,4—0,5)\cdot 10^{-3}$  А/м. Габро, габронорити та норити:  $\chi=(0,6—1)\cdot 10^{-3}$  од. СІ,  $I_r=(1—2)\cdot 10^{-3}$  А/м.

Серпентиніти та кармани їх кори витвірювання над мафіт-ультрамафітами мають щільність  $\sigma=2,57$  г/см<sup>3</sup> та  $\chi=(2000—5000)\cdot 10^{-5}$  од. СІ і виділяються локальними максимумами ізометричної форми [Гинтов и др., 2018].

#### **Поширення магнетиту в мафіт-ультрамафітах Середнього Побужжя та ГШЗ.**

За термомагнітним аналізом та рудною мікроскопією встановлено, що головним магнітним мінералом порід є магнетит. Поширення магнетиту в мафіт-ультрамафітових асоціаціях ПГРР подано за публікаціями М.А. Ярощук [Ярощук, 1983] та А.Б. Фоміна [Фомин, 1979].

Магнетит є головним рудним мінералом порід залізисто-кремнистої формації, де спостерігається у декількох морфогенетичних генераціях. Магнетит основної генерації (90 %) концентрується у силікат-магнетитових та суттєво магнетитових агрегатних скупченнях різноманітної форми: суцільних прошарках, переривистих прошарково-лінзоподібних, гніздових та шлірових виділень. Розміри агрегатних скупчень у крупно- та середньозернистих рудах дорівнюють 0,1—3 мм, у тонко- та дрібнозернистих — 0,05—0,5 мм. Зерна магнетиту явно ксеноморфні відносно до нерудних мінералів. В агрегатних скупченнях вони ізометричні, алотриоморфні, лапчасті, іноді видовжені або ідіоморфні. Розмір зерен залежить від розміру агрегату.

Основна агрегатна генерація магнетиту є найбільш ранньою і була утворена під час метаморфізму збагачених залізом осадов [Ярошук, 1983].

До ранньої генерації швидше за все належить і вкраплений магнетит, що досить рівномірно розподілений по всіх кварцових прошарках. Він найбільш ідіоморфний та є характерним для залізисто-кремнистих утворень різних фацій метаморфізму. Цей магнетит утворюється під час перекристалізації осадового кремнезему, який містить невелику кількість гідроксидів заліза.

Інша генерація магнетиту утворює емульсійні включення різної щільності у силікатах, переважно у піроксенах. Обсяг її приблизно 1—7 %, але вона наявна постійно. Розмір включень до 0,1 мм. Розподілені вони рівномірно або уздовж спайності. За електронно-мікроскопічними дослідженнями включення магнетиту є орієнтованими та схожі на структури розпаду.

Ще одна тонкозерниста генерація магнетиту спостерігається у вигляді зерен неправильної форми і заповнює тріщинки у реліктових зернах піроксенів серед амфіболів. Такий магнетит спостерігається у зонах розвитку діафоритів, де вода може виступати як окиснювач відносно силікатів.

У рудних тектонітах уздовж зон катаклазу спостерігається роздрібнений дрібнозернистий магнетит. Іноді такий магнетит за процесів вторинної перекристалізації утворює скупчення іншого напрямку — січного до первинної смугастості порід.

На контактах залізистих порід з мігматитами спостерігаються крупні ідіоморфні зерна магнетиту, що утворюються внаслідок перекристалізації у фронтальних зонах розвитку процесів гранітизації порід.

**Залізисті кварцити.** Серед залізорудних структур (Молдовська (ГШЗ), Ананьєвська (Батайлінський блок) та Слюсарівська (Синицевська структура)) виділяються власне залізисті кварцити та магнетит-силікатні кварцити. Мінеральні різновиди рудних кварцитів представлені піроксен-магнетитовими, магнетитовими, амфібол-піроксеновими та амфібол-магнетитовими породами.

У піроксен-магнетитових різновидах основна маса магнетиту спостерігається у вигляді прошарків, лінз та сегрегацій з утворенням неясносмугастої та лінзосмугастої текстури (Молдовська та Ананьєвська структури). Магнетит явно ксеноморфний відносно до силікатів. Місцями текстура масивна (Слюсарівська структура), порфіроподібна з вкрапленнями агрегатів неправильної форми розміром від 0,1 до 2 мм.

Другорядна (за кількістю) генерація магнетиту представлена дрібними ізометричними зернами (<0,1 мм) у піроксені, іноді у кварці. Велика кількість дрібних зерен магнетиту у піроксенах характерна для Слюсарівської структури.

**Магнетитові кварцити** спостерігаються переважно у Батайлінському блоці, де утворюють малопотужні пачки серед інтенсивно гранітизованих залізисто-кремнистих порід та кристалічних сланців основного складу.

Вміст магнетиту у породах знаходиться у межах 15—45 об. %. Виділяється декілька генерацій магнетиту. Магнетит основної генерації (>90 %) концентрується у силікатно-магнетитових та магнетитових агрегатних скупченнях різноманітної форми, розміром до 3 мм у середньо- та крупнозернистих рудах та 0,05—0,5 мм у дрібно- та тонкозернистих рудах. До ранньої генерації, ймовірно, належать і дрібні вкраплення магнетиту, що рівномірно розподілені у кварцових прошарках. Генерації різняться за термомагнітними властивостями.

**Амфібол-піроксен-магнетитові кварцити** найбільше характерні для Слюсарівської структури. Вони утворюють поступові переходи до піроксен-магнетитових кварцитів. У масивних, суттєво піроксенових різновидах магнетит утворює дрібні (0,05—0,2 мм) зерна та агрегатні скупчення, що рівномірно розподілені у кварц-силікатній масі. В амфіболізованих різновидах зерна магнетиту утворюють переривчасто-лінзоподібні прошарки та плями. У місцях розвитку порфіробластової структури зерна піроксену та амфібо-



лу переповнені дрібними ізометричними зернами магнетиту.

**Амфібол-магнетитові кварцити та зруденілі тектоніти** спостерігаються у межах Слюсарівської структури, де залізисто-кремністі поклади найбільш інтенсивно діафторовані та перетворені. Це дрібнозернисті утворення з чітко смугастою текстурою, яка зумовлена чергуванням смуг, що складені кварцем з дрібним вкрапленням амфіболу і магнетиту та смуг амфібол-магнетитового складу, де магнетит утворює агрегати ізометричних та ідіоморфних зерен. Головна (за кількістю) генерація магнетиту у цих різновидах кварцитів сконцентрована у смугах та лінзоподібно-гніздових уособленнях розміром 0,1—2,5 мм. І тільки 1—2 % магнетиту утворюють вrostки у темноколірних мінералах.

Зруденілі тектоніти тонкозернисті, складені роздрібненим кварц-магнетитовим агрегатом, у якому хаотично орієнтовані катакласти амфіболу та піроксену.

Переходи від залізистих кварцитів до рудних тіл поступові, через магнезіально-залізисті кварц-силікатні сланці з вкрапленням магнетитом.

У **магнетит-силікатних** кварцитах з вмістом магнетиту до 12 % та без нього головними мінералами є гранат, піроксени та амфіболи. Ці кварцити залягають на периферії рудних тіл.

У рудних пластах спостерігаються лінзи кальцифірів, гнейсів та основних кристалічних сланців, що складають підстиляючі та перекривні товщі. У Молдовській структурі відомий потужний зональний поклад карбонат-магнетитових та силікат-магнетитових руд, які, ймовірно, метасоматично заміщують залізисті кварцити та кальцифіри. На рис. 2, за даними [Ярощук, 1983], показано характер розподілу магнетиту у залізистих кварцитах.

**Карбонатно-магнетитові руди** утворюють пласти з крутим падінням та лінзи. Багаті руди центральних частин покладів поступово замінюються магнетит-вмісними породами та безрудними кальцифірами. Зазвичай магнетитові кальцифіри асоцію-

ють із залізисто-кремністими породами, які іноді спостерігаються у периферійних частинах їх пластів. Головними мінералами залізистих кальцифірів є олівін, клінопіроксен, шпінель, флогопіт. Вміст магнетиту дорівнює 70 %. Магнетит кородує та витісняє карбонати. На рис. 3 наведений розподіл магнетиту в карбонат-магнетитових та силікат-магнетитових рудах Слюсарівської та Молдовської ділянок [Ярощук, 1983].

При невеликому вмісті магнетиту та силікатних мінералів спостерігаються звичайні для кальцифірів співвідношення вмісту доломіту та кальциту, але при збільшенні кількості магнетиту доломіт стає більш залізистим та переходить у брейнеріт. Силікати з кальцифірами також більш залізисті, залізистість олівину сягає 46 %. Магнетит кальцифірів має більш важкий ізотопний склад кисню (від +5 до +25 %) на відміну від магнетиту залізистих кварцитів (від -0,3 до +1,0 %). Цей факт пов'язують [Богатырев и др., 1977; Ярощук и др., 1989] зі впливом метасоматичних флюїдів.

#### **Вміщуючі породи**

**Глиноземисто-залізисто-кремністі та нерудні залізисто-кремністі породи** залягають на периферії усіх залізородних проявів та представляють собою перехідні різновиди між залізородними товщами та гнейсами або кристалічними сланцями основного складу. Магнетит наявний як другорядний мінерал у кількості 2—5 % у глиноземисто-залізисто-кремністих утвореннях та до 5—10 % у нерудних кварцитах. Подальше збільшення кількості магнетиту у породах пов'язане зі збільшенням вмісту кварцу та зменшенням вмісту силікатів.

У **гранат-піроксенових та піроксенових сланцях** магнетит поширений у вигляді дрібного вкраплення у силікатах, утворює ситоподібні структури. Також виділяється по тріщинках у силікатах, у вигляді кайм навкруги їх зерен та ксеноморфних виділень між їх зернами. Також утворює лінзоподібні та смугасті скупчення, які іноді простежуються по крупних зернах силікатів, що може свідчити про більш раннє утворення магнетиту та існування його до їх метаморфогенної кристалізації.

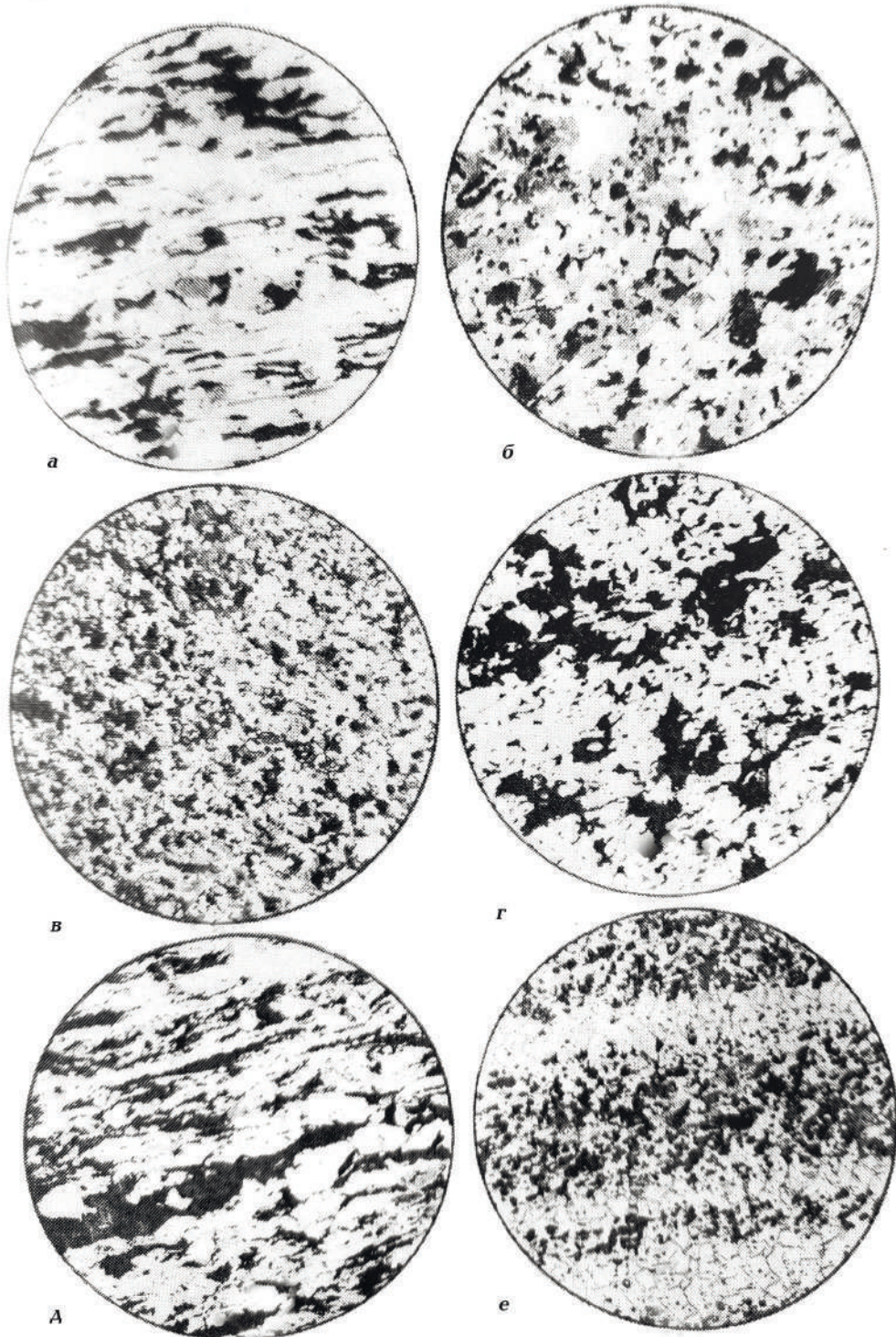


Рис. 2. Характер розподілу магнетиту у залізистих кварцитах, за [Ярошук, 1983]. Піроксен-магнетитові кварцити: *а* — Грушківської, *б* — Савранської, *в* — Гвоздавської ділянок; *г* — магнетитовий кварцит Східно-батайлінської ділянки; *д* — амфібол-піроксен-магнетитовий кварцит Чермерпільської ділянки; *е* — амфібол-магнетитовий кварцит Південнофрунзівської ділянки.

Fig. 2. Character of distribution of magnetite in ferruginous quartzites, according to [Yaroshchuk, 1983]. Pyroxene-magnetite quartzites of: *a* — Hrushkivska, *b* — Savranska, *v* — Gvozdavska areas; *г* — magnetite quartzite of the East Batailinska area; *д* — amphibole-pyroxene-magnetite quartzite of the Chemerpilska area; *е* — amphibole-magnetite quartzite of the South-Frunzivska area.



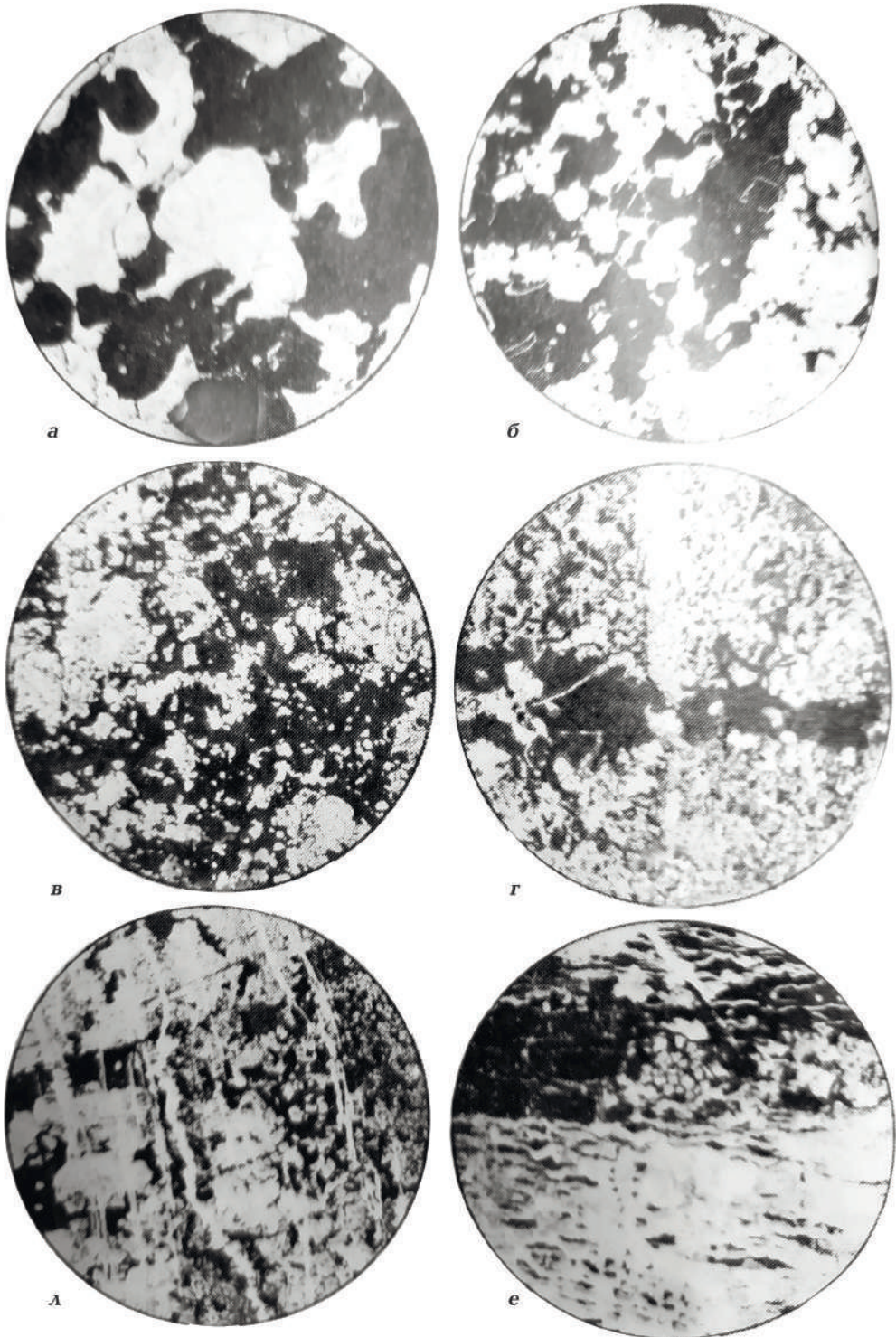


Рис. 3. Характер розподілу магнетиту в карбонат-магнетитових та силікат-магнетитових рудах, за даними [Ярошук, 1983]: *a, б* — карбонат-магнетитові руди (зруденілі кальцифіри) Слюсарівської ділянки; *в* — руда олівін-магнетитова Слюсарівської ділянки; *г* — руда піроксен-магнетитова Молдовської ділянки; *д, е* — руди серпентин-гідрослюдиисто-магнетитові Слюсарівської ділянки.

Fig. 3. Character of distribution of magnetite in carbonate-magnetite and silicate-magnetite ores, according to [Yaroshchuk, 1983]: *a, б* — carbonate-magnetite ores (mineralized calciphyres) of the Slyusarivska area; *в* — olivine-magnetite ore of the Slyusarivska area; *г* — pyroxene-magnetite ore of the Moldovska area; *д, е* — serpentine-hydromica-magnetite ores of the Slyusarivska area.

За петрографічним описом двопіроксенових кристалосланців тиврівської товщі (район Гайворон—Завалля) [Павлюк та ін., 2008] магнетит спостерігається у зростках з клінопіроксеном, який у гранатових різновидах знаходиться в тісному зростанні з гранатом, а в магнетитових вміщує зерна магнетиту, особливо по краях зерен та з роговою обманкою, що розвивається по піроксенах та насичена дрібними вклученнями магнетиту. У перехідних зонах між гранатовими і піроксеновими гнейсами та кристалічними сланцями основного складу (район Хащувате—Завалля) спостерігаються згідні тіла та лінзи гранат-кварцевих, гранат-кварц-піроксенових, кварц-піроксенових порід, що містять магнетит та мають між собою поступові переходи. Породи масивні, крупнозернисті, неясносмугасті внаслідок розподілу кварцу та магнетиту. Вміст магнетиту не більше 15 %. Потужність прошарків — перші сантиметри. Ймовірно, такі залізорудні прояви утворюються внаслідок перерозподілу заліза за процесів метаморфічної диференціації речовини під впливом тектонічного напруження.

У товщах залізо-кремністих кристалічних сланців під час процесів їх гранітизації спостерігаються зони перекристалізації зі збільшенням розміру зерен магнетиту, які утворюють вторинні агрегатні скупчення, метакристали та шлірові уособлення крупнозернистого магнетиту.

**Гіпербазитова та базит-гіпербазитова формації.** За мінералогічними дослідженнями порід гіпербазитової та базит-гіпербазитової формацій [Фомин, 1979] магнетит є широко поширеним рудним мінералом порід обох формацій. Він наявний у всіх різновидах порід від 0,5 до 8 %. Спостерігаються дві його генерації — магматична та метаморфічна. Магнетит першої генерації наявний у піроксенітах та габроїдах, зрідка у перидотитах, де утворює дрібні зерна неправильної або заокругленої форми розміром 0,1—3 мм між силікатними мінералами. Також зрідка спостерігаються дрібні виділення округлої форми у піроксенах та олівіні.

Магнетит другої генерації пов'язаний з процесами серпентинізації та амфіболізації порід. Він широко поширений і спостерігається у серпентинітах, амфіболізованих перидотитах, горнблендитах, амфіболітах. Утворює дрібні зерна заокругленої форми та їх скупчення по краях серпентинізованих зерен олівіну та піроксенів, а також уздовж систем спайності піроксенів, амфіболів та слюд. Між вторинними силікатами спостерігаються більш крупні ідіоморфні кристали (до 0,5 мм). У серпентинітах, менше у амфіболізованих перидотитах та горнблендитах магнетит утворює малопотужні (1 мм) прожилки.

У дунітах та перидотитах гіпербазитових та габро-перидотитових масивів спостерігаються [Фомин, 1979] мірмекітові проростання акцесорних хромшпінелідів (у гіпербазитових масивах до 10 %, іноді більше) магнетитом (Капітанівський, Липнягівський, Каменоватський масиви та ін.), що обумовлено розпадом твердих розчинів після кристалізації та свідчить про високу їх залізистість. Це підтверджується відношенням  $Cr_2O_3 : (Fe_2O_3 + FeO)$ , яке у хромшпінелідах гіпербазитових масивів становить 0,97—1,19, а у габро-перидотитових 1,03—1,17.

У північній частині ПГРР знаходяться Павлівський, Ядлово-Трактемирівський та Павлівсько-Тикицький масиви мафіт-ультрамафітів [Корольчук, 1996]. В усіх різновидах порід магнетит спостерігається у вигляді двох різновікових генерацій — магматичної та метаморфічної. Магматичний магнетит спостерігається у зростаннях з ільменітом. Метаморфічний утворюється внаслідок вторинних процесів: серпентинізації, амфіболізації, біотитізації та представлений дрібним вкрапленням та пластинчастими виділеннями згідно зі спайністю у зернах ортопіроксену, рогової обманки, флогопіту та біотиту. У магнетиті з амфіболітів Павлівського масиву наявні реліктові структури розпаду ільменіту.

**Піроксеніти.** За [Михайлова, Глеваская, 1965], головним рудним мінералом піроксенітів (район Завалля) є первинний магнетит, іноді спостерігаються піротин



та пірит. У гіперстенових різновидах наявний вторинний магнетит, що вивільняється при серпентинізації та амфіболізації гіперстену. Піроксеніти Побужжя як первинномагматичні ультрабазити зазвичай мають дуже низькі значення  $I_i$  та  $I_n$ ,  $I_n > I_i$ . Існують свідчення про наявність жильних тіл піроксенітів у середині масивів, а також піроксенітів метасоматичного генезису, які спостерігаються по периферії деяких мафіт-ультрамафітових структур. За численними петрологічними дослідженнями збагачення порід магнетитом спостерігається при змінах первинного мінерального складу порід та перетворенні їх у полімінеральні різновиди. Це може бути пов'язане з різними геологічними процесами. Дослідження гіпербазитів [Ефимов, 1968] показали, що у типових дунітах (олівін + хроміт) при метаморфічних перетвореннях утворюється акцесорний магнетит, а перехід метадунітів у верліти супроводжується виникненням наступної порції додаткового магнетиту. За [Ефимов, 1968], дуніти метасоматичним шляхом можуть перетворюватися на піроксеніти. У разі винесення Mg, Fe, Cr, Ni, Co та інших елементів частина заліза дифундує до екзоконтактової зони піроксенітів та накопичується там. Таким чином, найбільша залізистість є характерною для метаморфізованих різновидів гіпербазитів.

**Серпентиніти.** Зіставлення речовинного складу серпентинітів різного ступеня магнітності показало, що величина  $I_i$  пропорційна ступеню серпентинізації порід. Намагніченість серпентинітів пов'язана з наявністю магнетиту двох генерацій: первинного (окремі зерна та кристали) та вторинного (тонкодисперсні скупчення, що утворились на кінцевій стадії процесу), розвинених по олівіну та піроксену [Шестопалова, Друкаренко, 2021].

Збільшений вміст оксидів заліза пов'язаний і з процесами серпентинізації, за яких утворюється значна кількість вторинного магнетиту через розкладання залізистих силікатів. Кількість його залежить від залізистості вихідних порід та ступеня розвитку процесу.

**Висновки.** Магнетит утворюється в інтервалі температур 1570—300 °С і тиску <8 кбар (<0,8 ГПа) за різних геологічних умов [Ефимов, 1968]. Характер розподілу заліза та його оксидних форм у глибинних породах та породах земної кори кількісно та якісно різний. Кожний петрографічний різновид порід залежно від ступеня перетворень вміщує декілька генерацій магнетиту. Збільшення концентрації магнетиту у головних типах порід пов'язують з накладеними вторинними процесами.

1. У мафіт-ультрамафітах ПГРР спостерігається декілька генерацій магнетиту. Ранні генерації (достовірно магматичні) наявні у темноколірних мінералах у вигляді точкових включень та емульсійних виділень вздовж спайності (структури розпаду твердих розчинів).

2. Магнетит залізистих кварцитів за існуючою гіпотезою [Ярощук, 1983] має метаморфічне походження.

3. Збільшення кількості магнетиту у усіх різновидах порід пов'язане з накладеними вторинними перетвореннями. У зонах перекристалізації відбувається перерозподіл заліза з утворенням скупчень вторинного крупнозернистого магнетиту.

4. Диференціація магнітних властивостей порід верхньої частини земної кори, форма та невелика потужність джерел свідчать про їх можливе первинномагматичне формування у вигляді масивів та дайок з подальшими метаморфічними перетвореннями за процесів горизонтального стиснення кори. Незначні поперечні розміри та висока інтенсивність локальних аномалій свідчать про значну намагніченість порід та невеликі глибини залягання їх нижніх кромок.

5. Походження магнетиту залізокарбонатної та залізокремнистої формацій є спірним питанням та залежить від визначення генезису вихідної речовини (оскільки існують досить протилежні погляди), від визнання її карбонатитовою, метасоматичного (або метаморфічного) перетворення первинно-осадових порід, а також магматогенно-метасоматичною.

6. Для подальшого вивчення розподілу

магнетиту та визначення його генезису у породних комплексах є необхідним ви-

користання прецизійних мінералогічних досліджень.

### Список літератури

- Богатырев В.Ф., Быстревская С.С., Ионис Г.И., Ярощук М.А., Ярощук Э.А. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд юго-западной части Украинского щита в связи с развитием зон тектономагматической активизации. *Геол. журн.* 1977. Т. 37. № 4. С. 18—27.
- Геолого-геофизическая модель Голованевских шовных зон Украинского щита.* Под ред. А.В. Анциферова. Киев: Наук. думка, 2008. 308 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита.* Архей. Отв. ред. Н.П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Гінтов О.Б. Що відбувалося з ранньодокембрійськими гранулітовими комплексами Побужжя (Український щит) та поясу Лімпопо (Південна Африка) та як їх стратифікувати? Погляд тектоніста. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 1. С. 55—82. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253711>.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Гуськов С.И. Уникальные базит-метабазитовые структуры Побужского горнорудного района, их геологическое значение и перспективы рудоносности (по геофизическим и геологическим данным). *Геофиз. журн.* 2018. Т. 44. № 3. С. 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170>.
- Гинтов О.Б., Ентин В.А., Мычак С.В., Павлюк В.Н., Зюльцле В.В. Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777>.
- Гінтов О.Б., Усенко О.В. Особливості сучасної структури побужського гранулітового комплексу, розвиненого в межах Середнього Побужжя, і його поділу на серії та світи. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 4. С. 3—37.
- Державна геологічна карта України. 1:200 000. Геологічна карта і карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Центральноукраїнська серія. Лист М-36-XXXI (Первомайськ).* Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба, 2004.
- Ефимов А.А. *Кора и верхняя мантия Земли.* Москва: Недра, 1968.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка).* Вик. К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2004. 30 с.
- Корольчук О.С. К петрологии ультрамафит-мафитовых комплексов Голованевской шовной зоны (центральная часть Украинского щита). *Минерал. журн.* 1996. Т. 18. № 6. С. 58—67.
- Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Богомолов Е.С., Степанюк Л.М., Юрченко А.В. Происхождение кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита. *Региональная геология и металлогения.* 2014. № 59. С. 1—13.
- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит). *Минерал. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 87—99.
- Михайлова Н.П., Глевасская А.М. *Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита.* Киев: Наук. думка, 1965. 150 с.
- Мичак С.В., Бакаржієва М.І., Марченко А.В., Решетник М.М., Фарфуляк Л. В., Ор-

- люк М.І., Гінтов О.Б. Ділянка Гайворон-Завалля Середнього Побужжя як найпрезентативніша частина гранулітового комплексу Українського щита (результати структурно-тектоніфічних і магнітометричних досліджень). *Геофиз. журн.* 2021. Т. 4. № 43. С. 42—75. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i4.239958>.
- Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 6. С. 148—165.
- Павлюк В.М., Бобров О.Б., Висоцький Б.Л., Довгань Р.М., Жовинський Е.Я., Костенко М.М., Ликов Л.І., Цимбал С.М. *Звіт за темою «Геологія, петрологія, геохімія, вік та рудоносність мафіт-ультрамафітових асоціацій західної частини Українського щита»*. Київ: Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія», 2008. 305 с.
- Степанюк Л.М. Проблеми стратиграфії та геохронології Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40. № 1. С. 16—31. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.01.016>.
- Усенко О.В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 66—87. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122>.
- Фомин А.Б. *Геохимия гипербазитов Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1979. 228 с.
- Шестопалова О., Друкаренко В. Магнітні параметри та речовинний склад основних та ультраосновних порід Українського щита (огляд). «*Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища: Матеріали між нар. наук. конф., 5—7 жовтня 2021 р., Львів*». Львів: Растр-7, 2021. С. 229—232.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
- Юшин А.А. О перспективах выявления магмаотгенно-гидротермальных железорудных образований на Украинском щите. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 19—31. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111121>.
- Яковлев Б.Г., Ширкин О.П., Вишневский А.А. Генезис никельсодержащих сульфидов в мафических-ультрамафических породах Побужья. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1982. № 11. С. 34—38.
- Ярощук М.А. *Железородные образования Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны*. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Ярощук М.А., Фомин А.Б., Когут К.В., Кучерук Е.Ю. Связь железисто-кремнистых пород юго-запада Украинского щита с коматитами и толеитовыми базальтами. *Геол. журн.* 1982. Т. 42. № 1. С. 29—42.
- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., & Costanzo-Alvares, V. (2010). Magnetic properties of rocks of the Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 183, 645—658. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04778.x>.
- Ferre, E.C., Friedman, S.A., Martin-Hernandez, F., Feinberg, J.M., Conder, J.A., & Lonov, D.A. (2013). The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub — Moho magnetic sources. *Geophysical Research Letters*, 40(1), 105—110. <https://doi.org/10.1029/2012GL054100>.
- Gornostayev, S.S., Wolker, R.J., & Hanski, E.J. (2004). Evidence for the emplacement of ca. 3.0 Ga mantle derived mafic-ultramafic bodies in the Ukrainian Shield. *Precambrian Research*, 132(4), 349—362. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.004>.
- Kupenko, G., Aprilis, D., Vasiukov, M., McCammon, C., Chariton, S., Cerantola, V., Kantor, I., & Sanchez-Valle, C. (2019). Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, 570, 102—106. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1254-8>.
- McEnroe, S.A., Robinson, P., Church, N., & Purrucker, M. (2018). Magnetism at Depth: A View from an Ancient Continental Subduction and Collision Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(19), 1123—1147. <https://doi.org/10.1002/2017GC007344>.

## **Magneto-mineralogical characteristics of mafite-ultramafites of the Middle Bug River area and Holovaniv suture zone of the Ukrainian Shield (overview)**

*O. Shestopalova, V. Drukarenko, 2022*

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

Mafites and ultramafites manifest in the magnetic field as significant magnetic anomalies due to the high content of magnetite, titanomagnetite and iron-magnesium silicates. Studying the mineralogy and magnetic properties of Archean rocks formed deep in the lower crust and uplifted to the surface allows to understanding the sources of magnetic anomalies. Such rocks are known in the Ukrainian shield, in particular in the Middle Bug River region and in the Holovaniv suture zone (HSZ). We consider mafic-ultramafic assemblages of the rocks of this region, their mineral composition and magnetic characteristics, manifestations in the magnetic field, and the distribution of magnetic minerals. Several mafic-ultramafic associations of different ages, composed of effusive, sedimentary-effusive and intrusive formations, are recognized for the area the Pobuzkiy ore mining region. Most of them were transformed intensively by metamorphism of granulite (to eclogite) facies and by intense tectonic and diaphoretic processes. The main volcanics and volcanogenic-sedimentary rocks belong to the Tivriv stratum of the Paleoproterozoic Dniester-Bug and Neoarchean Bug series. Mantle rocks were the protolith of the Tivriv stratum, which are similar in composition to oceanic basalts. The Pavliv stratum is considered as a part of the Dniester-Bug series. It is composed mainly of two-pyroxene crystal schists (sometimes amphibolized, often with significant magnetite content (up to 10 %)), magnetite-orthopyroxene crystal schists, and bodies of ferruginous quartzites. Both series contain gneiss complexes, as well as bodies of basite-hyperbasites. Mafic rocks are mainly represented by hornblende-pyroxene crystal schists and amphibolites. Ultramafite and mafite-ultramafite intrusive bodies were mapped in the central and northern parts of the HSZ where they are presented by rocks of the hyperbasite and gabbro-peridotite formations. The Holovaniv block of the HSZ is spatially coincident with the Holovaniv gravitational maximum and magnetic anomalies, which are probably caused by the rooting of mafite-ultramafites from the upper mantle along deep fault zones. Magnetic sources with increased magnetization were identified within the district of Haivoron. They are associated with pyroxene schists, gneisses, coarse-grained pyroxene schists, and ferruginous quartzites. The high values of magnetic parameters of the rocks of the Haivoron-Zavallya region are explained by the presence of eulysites and magnetite-hypersthene crystal schists. Within the area of occurrence of charnockite-enderbite rocks, the magnetic field with increased intensity and a large-mosaic structure is observed. Differentiation of the magnetic properties of the rocks of the upper part of the Earth's crust, the shape and low power of the sources indicate their possible primary magmatic formation in the form of massifs and dykes with further metamorphic transformations. Magnetite is the main magnetic mineral of mafite-ultramafites according to thermomagnetic analysis and ore microscopy. Several generations of magnetite are observed. Early generations (reliably magmatic) are present in the dark-colored minerals as point inclusions and emulsion discharges along fissures (disintegration structures of solid solutions). The increase of the amount of magnetite in all types of rocks is associated with superimposed secondary transformations. Redistribution of iron occurs in the recrystallization zones with the formation of clusters of secondary coarse-grained magnetite. According to the hypothesis, the magnetite of ferruginous



quartzites has metamorphic origin, while the origin of the magnetite of iron-carbonate and iron-siliceous formations is a controversial issue. It depends on the determination of the genesis of the original substance.

**Key words:** Middle Bug River area, Holovaniv suture zone, mafite-ultramafites, magnetite, mineralogy.

## References

- Bogatyrev, V.F., Bystrevskaya, S.S., Ionis, G.I., Yaroshchuk, M.A., & Yaroshchuk, E.A. (1977). To the question of the formation of carbonate-magnetite ores in the southwestern part of the Ukrainian shield in connection with the development of zones of tectonic-magmatic activation. *Geologicheskij Zhurnal*, 37(4), 18—27 (in Russian).
- Antsiferov, A.V. (Ed.). (2008). *Geological and geophysical model of Golovanevsky suture zones of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 308 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P. (Ed.). (2005). *Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archean*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2022). What happened to the Early Precambrian granulite complexes of the Bug region (Ukrainian shield) and the Limpopo belt (South Africa) and how to stratify them? A tectonist's view. *Geofizicheskij Zhurnal*, 44(1), 55—82. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253711> (in Ukrainian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., Mychak, S.V., Pavlyuk, V.N., & Guskov, S.I. (2018). Unique basite-metabasite structures of the Pobuzhsky ore mining region, their geological significance and ore-bearing prospects (by geophysical and geological data). *Geofizicheskij Zhurnal*, 40(3), 3—26. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137170> (in Russian).
- Gintov, O.B., Entin, V.A., Mychak, S.V., Pavlyuk, V.N., & Zyuultsle, V.V. (2016). Structural-petrophysical and tectonophysical base of geological map of crystalline basement of the central part of Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij Zhurnal*, 38(3), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107777> (in Russian).
- Gintov, O.B., Usenko, O.V. (2022). Peculiarities of the present structure of the Bug granulite complex developed within the Middle Bug area and its partitioning into series and suits. *Geofizicheskij Zhurnal*, 44(4), 3—37. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i4.264839> (in Ukrainian).
- State geological map of Ukraine. 1:200 000. Geological map and map of minerals of the crystalline basement. Central-Orion series. Letter M-36-XXXI (Pervomaysk)*. (2004). Kyiv: Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, State Geological Survey (in Ukrainian).
- Efimov, A.A. (1968). *The crust and upper mantle of the Earth*. Moscow: Nedra (in Russian).
- Correlation Chronostratigraphic Scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (Explanatory Note). (2004). Executant, K.Yu. Yespichuk, O.B. Bobrov, L.M. Stepanyuk and others. Kyiv: UkrDGRI, 30 p. (in Ukrainian).
- Korolchuk, O.S. (1996). On the petrology of ultramafic-mafic complexes of the Golovanev suture zone (the central part of the Ukrainian shield). *Mineralogical Journal*, 18(6), 58—67 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Arestova, N.A., Vrevskii, A.B., Egorova, Yu.S., Baltybaev, Sh.K., Balagansky, V.V., Bo-gomolov, E.S., Stepanyuk, L.M., & Yurchenko, A.V. (2014). Origin of crystalline schists of the Bug granulite complex of the Ukrainian Shield. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, (59), 1—13 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, A.N., Lokhov, K.I., Koreshkova, M.Y., Yurchenko, A.V., Egorova, Yu.S., Sukach, V.V., Berezhnaya, N.G., & Bogomolov, E.S. (2013). Stages of formation of the Bug Area Granulite Complex by the data of isotopic-geochronological investigations (the Middle Bug Area, Ukrainian Shield). *Mineralogical Journal*, 35(4), 87—99 (in Russian).
- Mikhaylova, N.P., & Glevasskaya, A.M. (1965). *Magnetization of mafic and ultramafic rocks of the Ukrainian Shield*. Kyiv: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).

- Mychak, S.V., Bakarzhieva, M.I., Marchenko, A.V., Reshetnyk, M.M., Farfuliak, L.V., Orlyuk, M.I., & Gintov, O.B. (2021). Gaivoron-Zavallia section of the Middle Pobuzhzhia is the most representative part of the granulite complex of the Ukrainian Shield (structural-tectonophysical results and magnetometric studies). *Geofizicheskii Zhurnal*, 43(4), 42—75. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i4.239958> (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I. (2000). Spatial and spatial-temporal magnetic models of different-rank structures of continental-type lithosphere. *Geofizicheskii Zhurnal*, 22(6), 148—165 (in Russian).
- Pavlyuk, V.M., Bobrov, O.B., Visotskiy, B.L., Dovhan, R.M., Zhovynskyy, E.Ya., Kostenko, M.M., Lykov, L.I., & Tsymbal, S.M. (2008). Report «Geology, petrology, geochemistry, age and ore-bearing of mafit-ultramafit associations of the Western part of the Ukrainian Shield». Kyiv: Northern State Regional Geological Enterprise «Pivnichgeologiya», 305 p. (in Ukrainian).
- Stepanyuk, L.M. (2018). Problems of stratigraphy and geochronology of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 40(1), 16—31. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.01.016> (in Ukrainian).
- Usenko, O.V. (2015). Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug area. *Geofizicheskii Zhurnal*, 37(4), 32—50. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111122> (in Russian).
- Fomin, A.B. (1979). *Geochemistry of hypermafics of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Shestopalova, O., & Drukarenko, V. (2021). Magnetic parameters and composition of mafic and ultramafic rocks of the Ukrainian shield (overview). In *Geophysics and geodynamics: prospecting and monitoring of the geological environment: Materials of international scientific conference, October 5—7 2021, Lviv* (pp. 229—232). Lviv: Rastr-7 (in Ukrainian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZUGC, 366 p. (in Russian).
- Yushin, A.A. (2015). On the prospects of identifying magmatogene-hydrothermal iron-ore deposits in the Ukrainian Shield. *Geofizicheskii Zhurnal*, 37(4), 19—31. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111121> (in Russian).
- Yakovlev, B.G., Shirkin, O.P., & Vishnevskiy, A.A. (1982). Genesis of the nickel-containing sulfides in mafic-ultramafic rocks of Pobuzhha. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (11), 34—38 (in Russian).
- Yaroshchuk, M.A. (1983). *Iron ore formations of Belotserkovsk-Odessa metallogenic zone*. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Yaroschuk, M.A., Fomin, A.B., Kohut, K.V., & Kucheruk, E.Yu. (1982). Relationship of iron-siliceous rocks of the southwest of the Ukrainian shield with comatiites and tholeiitic basalts. *Geologicheskii Zhurnal*, 42(1), 29—42 (in Russian).
- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., & Costanzo-Alvarez, V. (2010). Magnetic properties of rocks of the Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 183, 645—658. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04778.x>.
- Ferre, E.C., Friedman, S.A., Martin-Hernandez, F., Feinberg, J.M., Conder, J.A., & Lonov, D.A. (2013). The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub — Moho magnetic sources. *Geophysical Research Letters*, 40(1), 105—110. <https://doi.org/10.1029/2012GL054100>.
- Gornostayev, S.S., Wolker, R.J., & Hanski, E.J. (2004). Evidence for the emplacement of ca. 3.0 Ga mantle derived mafic-ultramafic bodies in the Ukrainian Shield. *Precambrian Research*, 132(4), 349—362. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.004>.
- Kupenko, G., Aprilis, D., Vasiukov, M., McCammon, C., Chariton, S., Cerantola, V., Kantor, I., & Sanchez-Valle, C. (2019). Magnetism in cold subducting slabs at mantle transition zone depths. *Nature*, 570, 102—106. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1254-8>.
- McEnroe, S.A., Robinson, P., Church, N., & Purrucker, M. (2018). Magnetism at Depth: A View from an Ancient Continental Subduction and Collision Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(19), 1123—1147. <https://doi.org/10.1002/2017GC007344>.