

Термодинамічні умови гранітизації та метаморфізму порід північно-західної частини Українського щита

О.В. Усенко, 2024

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 18 січня 2024 р.

У статті розглянуто *PT*-умови утворення гранітів шереметівського та житомирського комплексів і метаморфізму порід тетерівської серії Волинського мегаблока Українського щита, роль флюїдів у гранітизації. Згідно з термодинамічним моделюванням, поява гранітів є ланкою перерозподілу тепла та речовини в плюмовому процесі. Це доводить аналіз усіх відомих геологічних і петрологічних даних. Під час накопичення первинної вулканогенно-осадової товщі багато разів з'являлись магматичні розплави, утворені в мантійних осередках плавлення, розміщених на різних глибинах. Виникнення шару плавлення в корі викликано кондуктивним прогрівом, спричиненим її підшаруванням ультраосновними розплавами. Температури осередку плавлення, розташованого на глибині 15 км, перевищують 650 °С. Підвищення градієнта над ним з 20 до 35 °С/км зумовлює метаморфізм, а надходження розплавів і розчинів по зонах деформацій — метасоматичні перетворення та утворення мігматитів.

Там, де на поверхню виведено верхню частину термальної астеносфери, можна побачити непереміщені граніти. У місцях перетину декількох проникних зон (розломів) утворюються гранітні масиви, в яких кристалізуються кварц-польовошпатові породи. Показано, що сучасна поверхня знаходилась на межі метаморфізованих порід та осередку плавлення протерозойського часу. Подібне розташування не заперечує існування архейських порід на більших глибинах — рівні знаходження термальної астеносфери, що продукує граніти.

Ключові слова: протерозой, Український щит, гранітизація, метаморфізм, абсолютний вік, умови метаморфізму.

Вступ. Волинський мегаблок (ВМБ) складений породами протерозойського віку. На сьогодні розроблено плитово-тектонічні моделі, згідно з якими ВМБ як самостійна структурна одиниця утворився близько 2,0 млрд років тому внаслідок косоного зіткнення Феноскандії та Сарматії, а виникнення комплексів анортозитів — гранітів рапаківі та вкорінення численних дайок є наслідком постколізійної активізації верхньої літосфери [Bogdanova et al., 2013]. Утворення Коростенського плутону та дайкових роїв пов'язують із дією мантійного плюму [Duchesne et al.,

2017; Shumlyanskyu et al., 2017, 2021]. Поступовий перехід від плюмових подій до тектонічних рухів плит відбувався саме в докембрії [Condie, 2011; Shumlyanskyu et al., 2017]. Утворення метаморфічних порід тетерівської серії, гранітів шереметівського та житомирського комплексів відбувалося до 2,0 млрд років [Щербаков, 2005; Пономаренко и др., 2014]. Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс (ОМВПП), Коростенський плутон і дайкові комплекси накладені на цю основу [Щербаков, 2005; Bogdanova et al., 2013]. Розгляд складу та *PT*-умов метаморфіч-

Citation: Usenko, O.V. (2024). Thermodynamic conditions of granitization and metamorphism of rocks in the northwestern part of the Ukrainian shield. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(2), 34—52. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.294984>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2024. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

них перетворень порід тетерівської серії надає можливість в першому наближенні встановити зміну розташування шарів плавлення впродовж плюмової події (mantle-plume event) [Condie, 2011; Усенко, 2014, 2019] і склад речовини, що надходить з надр [Усенко, 2014, 2018, Гінтов, Усенко, 2022]. Граніти житомирського та шереметівського комплексів детально вивчені [Щербак, 2005; Щербак и др., 2008; Шумлянський та ін., 2018]. Виникнення термальної астеносфери (шару часткового плавлення), яка є джерелом розплавів, повинно пояснюватись ймовірністю перетину лінії солідусу порід, що знаходяться на відповідних глибинах.

Перше завдання, яке має бути вирішено, — визначення розташування сучасної поверхні ВМБ в ранньому докембрії. За ступенем метаморфічного перетворення можна приблизно оцінити вертикальні рухи поверхні та визначити що саме ми бачимо: нашарування первинно ексгалаційно-осадових і вулканогенних порід у блоках, метаморфізованих до амфіболітової фації включно, або послідовність кристалізації речовини, що надходить з мантії, та часткове заміщення кори, подібні до зафіксованого в будові гранулітових блоків [Венидиктов, 1986; Усенко, 2019; Гінтов, Усенко, 2022]. Надалі потрібно визначити хронологічно пов'язані процеси, проявлені в геологічній будові (накопичення вулканогенно-осадової товщі, гранітизація та метаморфізм), та встановити причинно-наслідкові зв'язки. Наприклад, між глибиною розташування термальної астеносфери (шару плавлення) і складом магматичних порід, між гранітизацією та метаморфізмом.

Виявлені залежності повинні враховувати розподіл температур з глибиною та не суперечити відомим загальним фактам розвитку Землі (час кристалізації та пере-кристалізації в плюмових подіях кори та мантії, за роботами [Condie, 2011; Griffin et al., 2014; Ionov et al., 2020]). А модель розвитку має давати пояснення всім відомим даним: складу всіх порід (як ексгалаційно-осадових, так і магматичних), проявам де-

формацій, метасоматичних і метаморфічних змін на кожному одиничному етапі процесу. Кожна з цих подій має як наслідки, відображені в геологічній будові, так і причини, зумовлені перебігом геодинамічного процесу. Тобто пов'язані з перерозподілом речовини і тепла та тектонічними навантаженнями.

На сьогодні інформації про геологічну будову ВМБ недостатньо, вік певних комплексів є предметом дискусії [Щербак и др., 2008; Пономаренко и др., 2014; Шумлянський та ін., 2018]. Тому загальний глибинний процес, що призвів до утворення тетерівської серії, можна окреслити лише приблизно. Але частина отриманих результатів є незалежними даними, які можуть бути враховані при створенні геодинамічної моделі. Вибраний метод дослідження не дає змоги оцінити горизонтальні рухи блоків. За його допомогою можна деталізувати лише вертикальну (адвективну, плюмову) складову. Для створення загальної моделі потрібно залучення різних методів, насамперед тектонофізичних досліджень, та уточнення геологічної інформації про час та послідовність появи порід.

Геодинамічні події, відображені в сучасній будові ВМБ. Тетерівська серія поширена переважно в південно-східній частині ВМБ та оточує Коростенський плутон з півдня та заходу [Щербак и др., 2008; Muchak, Farfuliak, 2021]. Складена первинно ексгалаційно-осадовими та вулканогенними породами, метаморфізованими в умовах амфіболітової та епідот-амфіболітової фацій. Містить аллохтонні (інтрузивні) та автохтонні (непереміщені) граніти та мігматити.

Василівську (нижчу) світу утворюють силіманіт-, кордієрит-, графіт-, гранат- та амфібол-біотитові гнейси, амфіболіти, актиноліт-тремолітові сланці, зрідка кальцифіри, які перешаровуються з плагіогранітами шереметівського комплексу [Геолого-геофизическая ..., 2009]. Її вік 2,35—2,09 млрд років [Пономаренко и др., 2014]. Городську (середню) світу складають амфібол-, силіманіт-, гранат-, мусковіт- та графіт-біотитові гнейси з мусковіт-

біотитовими гранітами та біотитовими мігматитами. Кочерівську (вищу) світу — амфіболіти (актиноліт-тремолітові) сланці та діопсид-амфіболіти, біотит-графітові, мусковіт-біотитові гнейси та амфіболіти, які перешаровуються з кальцифірами та мармурами. У складі світи поширені біотит-амфіболіти плагіомігматити, а також амфібол-біотитові мігматити. Згідно з працею [Пономаренко и др., 2014], її вік 2,09—2,08 млрд років, а утворення всієї тетерівської серії відбувалося від 2,35 до 2,08 млрд років тому.

Світи різняться за складом. В нижніх переважають глиноземисті сланці з графітом і біотитом, які найімовірніше утворюються з туфів чи аргілітів (алевролітів), що містять вуглисті прошарки. Породи тетерівської серії містять інтрузивні ультрабазити нарцизівського комплексу, утворені з розплавів безумовно мантіїного походження. Розплав, в якому вміст MgO досягає 20—30 % [Щербаков, 2005], може виникнути виключно на глибині понад 200 км, за умов тиску 6—7 ГПа [Walter, 2005, Усенко, 2014]. Утворення інтрузивних ультрабазитів і базитів саме протягом накопичення тетерівської серії не викликає сумнівів, оскільки породи метагабро-метапіроксеніт-метаперидотитової формації, віднесені до цього комплексу, є метаморфізованими, гранітизованими та дислокованими разом з вміщуючою мігматитовою товщею [Костенко, 2019]. Породи комплексу поширені в межах усього блоку, зокрема в межах вікон фундаменту Коростенського плутону та серед гранітоїдів західної частини. Аналогічні породи юріївського комплексу знаходяться в Росинському блоці [Щербаков, 2005]. В метавулканогенних і метасадових породах тетерівської серії також знаходяться дайки амфіболітових діабазів і габродіабазів постжитомирського діабаз-лампрофірового комплексу, утворені до початку формування ОМВПП [Щербаков, 2005; Костенко, 2019] або синхронні йому [Shumlyanskyu, 2014]. Тобто магматизм, що мав мантіїне джерело розплавів, був неодноразово проявлений як під час накопичення тетерівської серії та утворення

житомирських гранітів, так і пізніше.

Граніти. На ВМБ відомі два комплекси: шереметівський та житомирський. За ступенем переміщення виділяють автохтонні (лінзо- та пластоподібні тіла, утворені за рахунок часткового плавлення гнейсів тетерівської серії, з якими мають поступові переходи) та алохтонні (переміщені, які утворюють самостійні тіла (рис. 1)).

Плагіомігматити шереметівського комплексу згідно залягають у гнейсах. Найбільша частина міститься переважно у василівській світі, але зустрічається і у світах, розташованих вище. Граніти та мігматити утворюють малопотужні тіла, які беруть участь у складчистості разом з метаморфічними породами. Тобто є до складчастими (доорогенними). Товща перебуває в пластичному стані, оскільки насичена розплавами (лейкосомою мігматитів), а *PT*-умови наближені до субсолідусних. Зафіксовано щонайменше дві фази мігматизації. У гнейсах городської світи (Новоград-Волинський блок, с. Олександрівка) присутні дві генерації гранітів шереметівського комплексу, різні за складом та проявом деформацій. Вони містять циркони віком 2,092 та 2,078, 2,05 млрд років. У плагіограніті с. Ставки виявлено також численні архейські циркони віком 3,589, а також 3,369 та 3,26 млрд років [Шумлянський та ін., 2018].

Найбільш поширені житомирські граніти — середньо- та рівномірнотзернисті, масивні, іноді слабозрзгнейсовані породи. Алохтонні граніти представлені розрізненими штокоподібними тілами та великими масивами (див. рис. 1). Мають витриманий мінералогічний склад. Типовий житомирський граніт складений плагіоклазом (34,7 %), калієвим польовим шпатом (28,6 %), кварцом (25,1 %), біотитом (7,7 %), мусковітом (3,2 %) [Щербаков, 2005]. На відміну від шереметівських, в яких мікроклін відсутній або зустрічається в незначній кількості, в житомирських кількість плагіоклазу, мікрокліну та кварцу приблизно однакова. Акцесорна мінералізація монацитова, присутні циркон, апатит, сульфіди за низького вмісту маг-

нетиту. Існує кілька різновидів, які дещо різняться між собою за віком та складом. Виділяють біотит-мусковітові дрібнозернисті (житомирський тип), порфіроподібні (коростишівський тип), біотитові, амфібол-біотитові трахітоїдні (корнинський тип), біотит-мусковітові середньозернисті

(бист-рїївський тип) граніти та амфібол-біотитові гранодіорити. Мігматити, апліти та пегматити в значній кількості знаходяться в гнейсах тетерівської серії, з якими мають січні та згідні контакти. У багатьох випадках зафіксовано проривання одних гранітів іншими, а також шереметівських

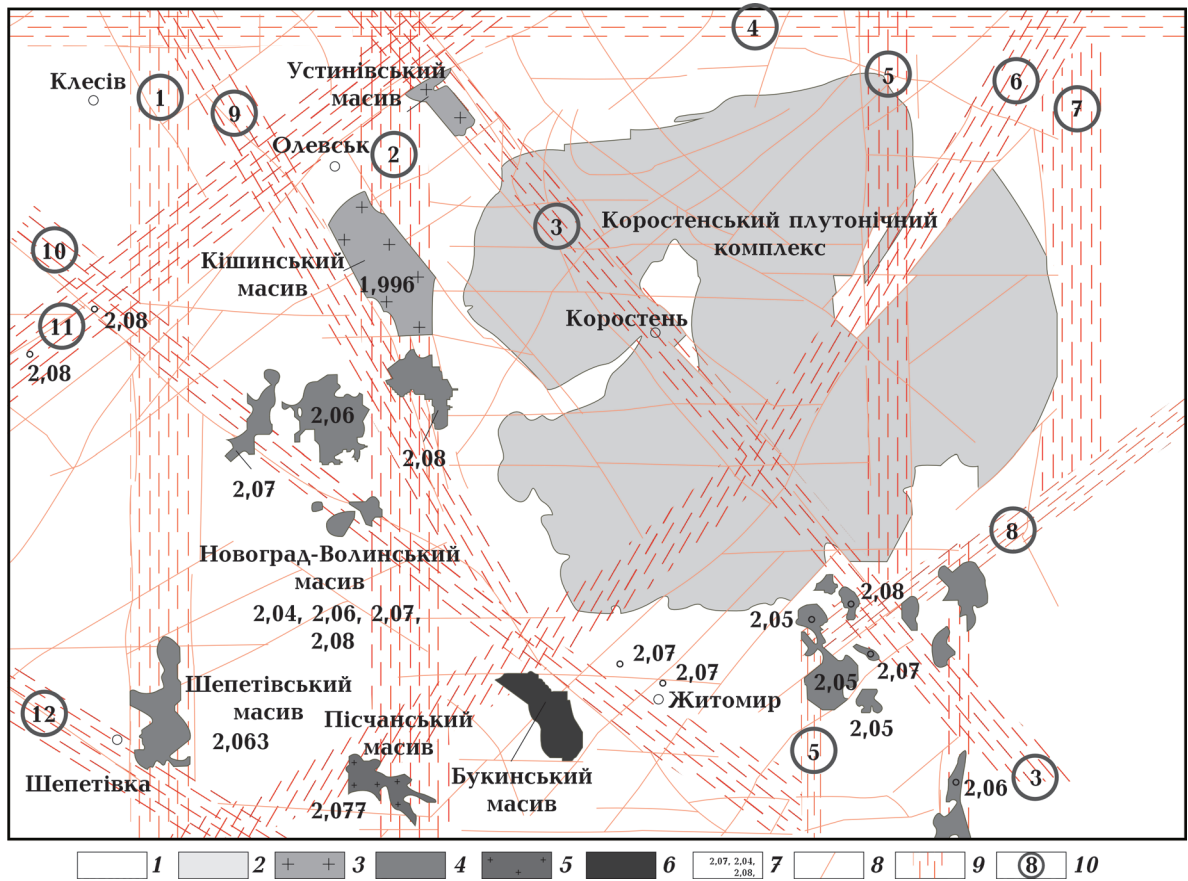


Рис. 1. Схема Волинського мегаблока Українського щита з геохронологічними даними віку гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів: 1 — вулканогенно-осадкові породи тетерівської серії, Білорівницької, Овруцької та Вільчанської западин; 2 — породи коростенського анортозит-рапаківі-гранітного масиву; 3 — гранітоїди кишинського комплексу; 4 — граніти житомирського комплексу; 5 — плагіограніти шереметівського комплексу; 6 — породи Букинського масиву; 7 — місця відбору проб для геохронологічних досліджень, та їх результати (млрд років) [Шумлянський та ін., 2018]; 8 — розломи, проявлені на поверхні, 9 — глибинні розломні зони, 10 — назви розломних зон (цифри в колах): 1 — Корецько-Шепетівська, 2 — Білорівницька, 3 — Центральна, 4 — Південноприп'ятська, 5 — Звіздаль-Заліська, 6 — Тетерівська, 7 — Брусилівська, 8 — Чорнобильська, 9 — Ємилівська, 10 — Сарненсько-Варварівська, 11 — Суццано-Пержанська, 12 — Хмельницька [Єнтін, 2005].

Fig. 1. Scheme of the Volyn megablock, Ukrainian Shield with geochronological data by the age of granitoids of Zhytomyr and Sheremetyevo complexes: 1 — volcanogenic-sedimentary rocks of Teteriv series, Bilokorovytska, Ovrutska and Vilchanska depressions; 2 — rocks of Korosten anorthosite-rapakivigranite massif; 3 — granitoids of Kyshyn complex; 4 — granites of Zhytomyr complex; 5 — plagiogranites of Sheremetyevo complex; 6 — rocks of Buky massif; 7 — locations of samples for geochronological research, and their datings (billion years) [Shumlyankyy et al., 2018]; 8 — faults manifested on the surface; 9 — fault zones; 10 — fault zone names (numbers in circles): 1 — Korostensko-Shepetivska, 2 — Bilokorovytska, 3 — Central, 4 — South-Prypiatska, 5 — Zvizdal-Zaliska, 6 — Teterivska, 7 — Brusylivska, 8 — Chornobylska, 9 — Yemylivska, 10 — Sarnensko-Varvarivska, 11 — Sushchany-Perzhanska, 12 — Khmelnytska [Yentin, 2005].

— житомирськими, що свідчить про декілька проявів окремих фаз деформації та гранітизації. Так, граніти коростишівського типу знаходяться в гнейсах василівської світи та плагіомігматитах шереметівського комплексу, тоді як граніти бистріївського типу — виключно в городській світи [Шумлянський та ін., 2018]. Перешарування плагіомігматитів та амфіболітів, розвинення амфібол-біотитових гранітів по амфібол-біотитовим гнейсам у районі с. Шереметово описано також у складі верхньої кочерівської світи [Геолого-геофизическая ..., 2009].

З городською світою тетерівської серії зіставляють новоград-волинську товщу [Пономаренко и др., 2014]. В її складі переважають метавулканіти, зокрема амфіболітизовані діабазити та амфіболіти, вік яких не встановлений. Також поширені біотит-плагіоклазові ортогнейси (первинно-магматичні). Вони проривають інтенсивно дислоковані біотитові плагіогнейси та полімігматити тетерівської серії. Останні представлені двома генераціями: ранньою, згідною з сланцюватістю гнейсів, яка бере участь у складчастості і перетинається гнейсами новоград-волинської товщі, та пізньою, представленою жилами різної орієнтації, які січуть сланцюватість гнейсів і проривають новоград-волинську товщу [Щербак и др., 1989].

Згідно з працею [Шумлянський та ін., 2018], метаморфізовані плагіопорфіри дацитового складу (метадацити) (с. Олександрівка) рвуть мігматизовані біотитові гнейси тетерівської серії та двопольовошпатові мігматити (рис. 2). Їх перетинають двослюдяні житомирські граніти. Відповідно до цього опису щонайменше до 2,15 млрд років ще тривало накопичення осадово-вулканогенної товщі та її мігматизація. Близько 2,1 млрд років утворилися кислорозплави, з яких кристалізуються дацити. Мігматитова смугастість представлена і плагіомігматитами (плагіоклаз 70 %, кварц до 30 %, біотит 10—15 %, мусковіт 0—5 %), і мікроклін-плагіоклазовими мігматитами. В останніх кількість мікрокліну досягає 30 %. Тобто лейкосомі мігматитів за складом близька до шереметівських і жито-

мирських гранітів. Переважна більшість цирконів самих метадацитів утворена близько 2,08 млрд років тому, але присутні молодші (1,76 млрд років) та архейські (2,86—2,92 млрд років). Архейські циркони потрапили в магматичний розплав з осередку магмогенерації (тобто шару часткового плавлення в корі) [Шумлянський та ін., 2018]. Тоді як молодші близькі за часом до другого етапу утворення Коростенського плутону, під час якого кристалізувалися великі тіла анортозитів, дайки феромонцитів та граніти [Shumlyansky et al., 2017]. Також у межах Новоград-Волинської структури знаходиться Романівський масив букинського комплексу, утвореного пізніше [Щербаков, 2005].

Наведені описи свідчать про складну будову, метаморфізм, мігматизацію та складчастість, які багаторазово поновлювалися. Вони дозволяють констатувати, що в межах Новоград-Волинського блока зафіксовано неодноразове накопичення вулканогенно-осадових товщ, їх кількарізне просочування гранітними розплавами різного складу (мігматизація), ще пізніше — утворення дацитів (див. рис. 2), які надходять з осередку плавлення, що містить циркони архейського віку. Метасоматичні процеси чи інтрузивна діяльність продовжуються і під час утворення Коростен-



Рис. 2. Схематичне зображення контакту недеформованої дайки метадациту та мігматизованого та складнодеформованого гнейсу тетерівської серії (с. Олександрівка) [Шумлянський та ін., 2018].

Fig. 2. Schematic representation of the contact of the undeformed metadacite dyke and the migmatized and complexly deformed gneiss of the Teteriv series (Olexandrivka village) [Shumlyansky et al., 2018].

ського плутону. Численні деформації та надходження розплавів з мантиї та кори пов'язані з розташуванням Новоград-Волинської структури на перетині глибинного Білокоровицького та Сарненсько-Варварівського розломів та їх активізацією на всіх етапах розвитку (див. рис. 1).

На ВМБ представлені й молодші масиви, у складі яких поширені гранітоїди. За петрографічними та геохімічними особливостями вони не відрізняються від житомирських [Шумлянський та ін., 2018], а ознакою віднесення їх до осницького комплексу є абсолютний вік. Усі ці комплекси пов'язані з формуванням ОМВПП [Shumlyanskyu et al., 2017]. Так, мочулянські граніти мають вік 1,965 млрд років, а мухарівські — 1,956 та 1,989 млрд років. Сам Кішинський масив, складений двома віковими групами гранітів 2,05 та 1,92 млрд років, містить Жубровицький, складений габро-норитами (основними породами), вік яких становить 1,992 млрд років, та сієнітами віком 1,96 млрд років [Шумлянський та ін., 2009]. Усі масиви знаходяться на перетині Білокоровицької розломної зони з діагональними. Ймовірно, ще одним із важливих критеріїв можна вважати зв'язок усіх магматичних комплексів, що утворюються після 2,0 млрд років, саме з діагональними розломними зонами (Суцано-Пержанською, Ємилівською, Центральною, Тетерівською) (див. рис. 1), тоді як масиви, які відносять до житомирського та шереметівського комплексів, розміщуються вздовж меридіональних. Можливо, на перетині з широтними, більша частина з яких практично не проявлена на сучасній поверхні.

Параметри метаморфізму та гранітизації відображають термодинамічні умови, які існували в межах кори (рис. 3). Гнейси тетерівської серії (с. Олександрівка), що відслонюються на сучасній поверхні, метаморфізовані за умов амфіболітової (610—660 °C та 0,3—0,5 ГПа) та епідот-амфіболітової (500—570 °C) фацій [Щербаков, 2005]. Максимальні температури встановлено в метаосадових (первинно-теригенних) породах, що інтерпретують-

ся як час прояву метаморфізму близько 2,1 млрд років тому [Щербак и др., 2008]. Зниження температури до 300—400 °C відбулося 2,02 млрд років тому [Щербаков, 2005].

У василівській світі описано породи плутонічного вигляду, розвинені по метаморфічним. Вони повністю успадковують їх мінеральний склад, набуваючи при цьому крупнозернистої структури та масивної текстури. По амфіболітам розвиваються габро-амфіболіти, по біотит-амфіболовим гнейсам — діорити, кварцові діорити та гранодіорити, по біотитовим гнейсам — тоналіти. Температури перекристалізації в масивних кварцових діоритах становлять 670 °C, в смугастих діоритах — 620—640 °C, в амфіболітах та кристалосланцях — 620 °C [Щербаков, 2005]. Цей опис свідчить, що перекристалізація відбувалась за умов надходження речовини, температура якої значно перевищувала 700 °C. На глибинах, відповідних умовам розташування порід амфіболітової фації, з неї кристалізувались плагіоклази та кварц. За монографією [Метаморфізм ..., 1982] температури, зафіксовані в мінеральних парагенезисах гнейсів і кальцифірів в Новоград-Волинському блоці, де меланократові мінерали заміщуються плагіоклазом, кварцом, калієвим польовим шпатом, становлять 600—660 °C, утворення мігматитів — 650 °C. Температури анатексису плагіогранітів шереметівського комплексу — 680—750 °C, утворення первинно-магматичних діоритоподібних амфібол-біотитових порід верхньої кочерівської світи — 630—680 °C за тиску 0,3—0,5 ГПа [Щербаков, 2005]. Ці умови цілком достатні для утворення гранітного розплаву на глибині 12—15 км (рис. 3, а). Цікаво, що саме ці параметри зафіксовано і в Хашувато-Заваллівському блоці (рис. 3, б), і в Оріхіво-Павлоградській шовній зоні (ОПШЗ) (рис. 3, в) як найнижча точка перетину лінії солідусу. Можливо, вона визначає температуру кристалізації осередку плавлення — умови рівноваги мінералів, за якими визначають *PT*-параметри. Але в гранулітових блоках на поверхні також знаходяться старші породи, які в архей та

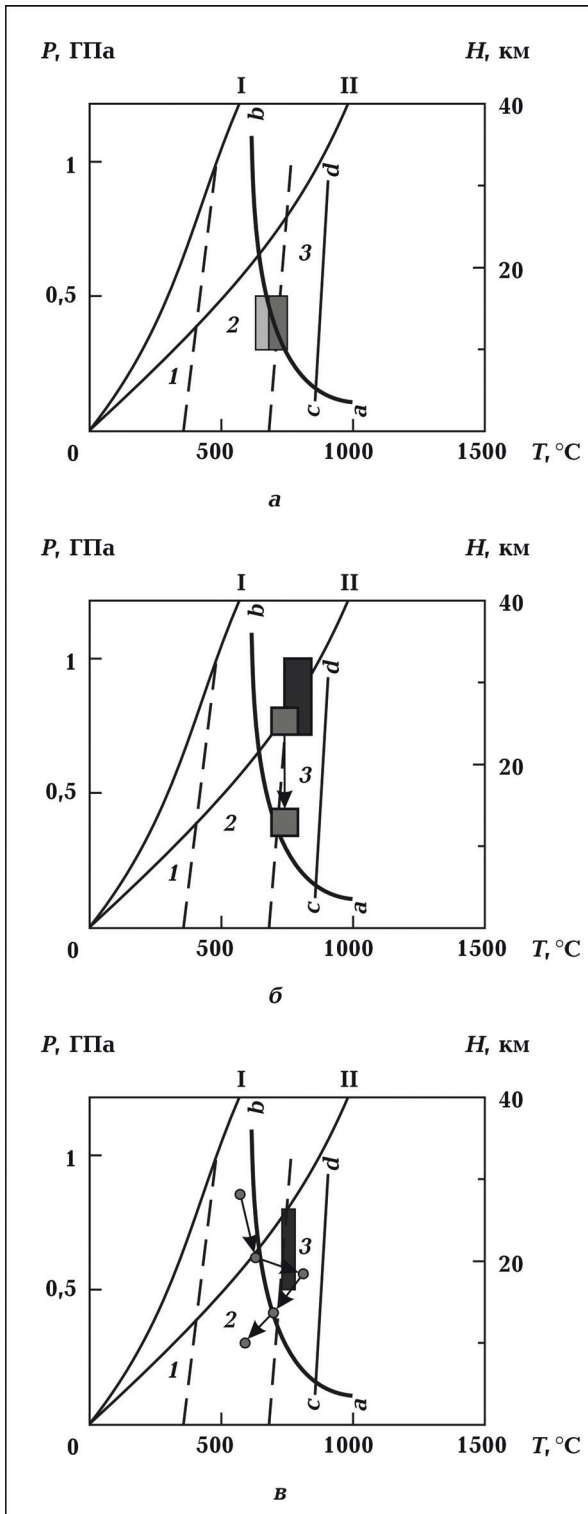


Рис. 3. *PT*-діаграма, що моделює умови метаморфізму, мігматизації та часткового плавлення порід: *a* — ВМБ (світло-сірий — метаморфізм, темніший — мігматизація та часткове плавлення), *б* — ділянки Хашчувате—Завалля (чорний прямокутник — умови метаморфізму та гранітизації архейських порід 2,8 млрд років тому, сірі квадрати — 2,0 та 1,9 млрд

протерозої перебували за значно вищих *PT*-умов.

Глибину розташування сучасної поверхні ВМБ в протерозої можна встановити за *PT*-умовами метаморфізму та гранітизації та порівняти з умовами, в яких знаходилась сучасна поверхня гранулітових блоків Українського щита. Зв'язок між деформаціями та перекристалізаціями демонструє зміна *PT*-умов в ОПШЗ 2,1—2,0 млрд років (див. рис. 3, б, в). Архейські породи (2,8 млрд років) метаморфізовані в умовах гранулітової фації. I в ОПШЗ, і на Побужжі

років тому (стрілками позначено послідовність) [Lobach-Zhuchenko et al., 2017]), *в* — Василівської ділянки Оріхів-Павлоградської зони Українського щита (чорний прямокутник — до 2,8 млрд років тому, зафарбовані кружки — окремі події деформації—перекристалізації, в яких зафіксовано зміну *PT*-умов в гнейсах 2,1—2,0 млрд років тому (послідовність позначено стрілками) [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]). I і II — розподіл температур у корі (I — без урахування конвективних процесів у мантії, II — при підшаруванні кори ультраосновним розплавом, що надходить з глибини 250 км і більше), за [Гордиенко, 2007]. Штриховими лініями обмежено зони метаморфізму зеленосланцевої (1), амфіболітової (2), гранулітової (3) фацій [Bucher, Grapes, 2011]. Суцільні лінії: *ab* — водонасичений солідус порід амфіболітової фації, *cd* — водонасичений солідус порід гранулітової фації [Wyllie, 1977].

Fig. 3. *PT*-diagram, that models metamorphism conditions, migmatization and partial rocks melting: *a* — Volyn megablock (light grey — metamorphism, darker — migmatization and partial melting), *б* — sections of Khashchuvate-Zavallya (black rectangle — conditions of metamorphism and granitization of the Archean rocks 2,8 billion years ago, grey squares — 2,0 and 1,9 billion years ago (arrows indicate the sequence), [Lobach-Zhuchenko et al., 2017]), *в* — Orikhiv-Pavlograd zone, Vasylivsk section of the Ukrainian Shield (black rectangle — up to 2.8 billion years ago, filled circles — separate deformation-recrystallization events, in which *PT*-conditions changed in gneisses 2.1—2.0 billion years ago (arrows indicate the sequence) [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]). I and II temperature distribution in the crust (I — without consideration of convective processes in mantle, II — while substratifying the crust with ultrabasic melt coming from a depth of 250 km or more) [Gordienko, 2007]. Dashed lines show the boundaries of zones of metamorphism greenschist (1), amphibolites (2), granulite facies (3) [Bucher, Grapes, 2011]. Solid lines: *ab* — water-saturated solidus rocks of the amphibolite facies, *cd* — water-saturated solidus rocks of the granulite facies [Wyllie, 1977].

вони знаходяться на глибинах, що перевищують 20—25 км. У протерозої виділено декілька етапів, на яких змінюються умови метаморфізму. Зміна тиску, детально простежена в ОПШЗ, відображає боковий тиск, а зміна температури — її підвищення внаслідок надходження розплавів і флюїдів та подальше зменшення внаслідок остигання. Наприклад, рис. 3, в демонструє початкове збільшення тиску (на 0,2—0,3 ГПа) внаслідок зсувних стресових деформацій та літостатичного навантаження. Надалі відбувається розтяг, утворюються проникні структури, які заповнюються розігрітою речовиною (збільшення T породи на 200 °С). На заключних етапах фіксується зменшення T та P внаслідок остигання, зняття бокових навантажень і загального підйому території (внаслідок орогенезу), що призводить до зменшення і літостатичної складової тиску. На Побужжі та в ОПШЗ, де на поверхні знаходяться архейські грануліти, загальна послідовність зміни PT -умов близька. Високий тиск (1 ГПа) метаморфізму архейських порід встановлено тільки в Хащувато-Заваллівському блоці [Венедиктов, 1986]. На більшій частині Побужжя та в Придністров'ї максимальний тиск не перевищує 0,8 ГПа [Щербаков, 2005], тобто є ближчим до умов в ОПШЗ. Ці схеми демонструють наступне — у ВМБ на поверхні немає порід, які б відповідали розташуванню архейських гранулітових комплексів. Тут відслонюються залишки протерозойської вулканогенно-осадової товщі, метаморфізованої в умовах амфіболітової фації, та покрівля осередку плавлення, який в ній розміщувався, — мігматизована шарувата товща, просочена розплавами, утвореними безпосередньо на цьому місці в протерозої. Тому основа, на якій відбуваються подальші події — накладення ОМВПП, утворення дайкових комплексів і Кростенського плутону, має протерозойський вік.

Вважається, що автохтонні граніти утворились внаслідок ультраметаморфізму гнейсів тетерівської серії, в якій знаходяться у вигляді лінз, пластів, тіл неправильної форми. Тобто за рахунок занурення

усієї товщі на значну (без конкретизації) глибину, де температура вища. Неправомірність подібної думки демонструє залежність розподілу температури від тиску (у першому наближенні — глибини), що виникає за різних умов. За відсутності додаткових джерел тепла температура на глибині 20 км (0,6 ГПа) дорівнює ~300 °С, а регіональний геотермічний градієнт становить 20 °С/км (див. рис. 2, а, розподіл I). Умови утворення осередку часткового плавлення (термальної астеносфери) повинні перетинати криву солідусу базальту (ab). Здебільшого відповідають 650—750 °С за тиску 0,5—0,7 ГПа (15—20 км) [Перчук, 1997]. Підвищення температури до розподілу II, заданого регіональним геотермічним градієнтом 35 °С/км, забезпечується прогрівом термальною астеносферою, розташованою трохи нижче межі кори та мантії — з верхньою кромкою на глибині 50—60 км. Саме цей розподіл забезпечує регіональний метаморфізм та утворення шару часткового плавлення, що продукує граніти на глибині понад 20 км [Гордиенко, 2007; Усенко, 2018, 2021].

Досягнення розподілу II та поява шару плавлення (перетин лінії солідусу базальту) можливі внаслідок плюмової діяльності — підшарування кори глибинною речовиною, температура якої становить близько 2000 °С на глибинах 50—100 км (згідно з моделлю [Гордиенко, 2007]). За петрологічними даними температури в шарі плавлення на момент відокремлення розплаву повинні становити не менше 1650—1700 °С. Існування термальної астеносфери на цих глибинах засвідчує поява ультраосновних лав (коматітів, пікритів, меймечитів). Температури кристалізації олівінів пікритів і меймечитів на поверхні — 1450 °С [Ryabchikov et al., 2001].

У всіх випадках мігматизація пов'язана з перекристалізацією, зумовленою деформаціями, розривом суцільності середовища та проникненням гранітизуючих розчинів [Венедиктов, 1986]. Локально, навколо проникних зон різного масштабу, якими переміщуються розплави та флюїди, температури (пере)кристалізації

можуть бути вищими на 150—200 °С [Гордиенко, 2007; Усенко, 2019], що забезпечує перетин лінії солідусу базальту на менших глибинах, як на ВМБ (див. рис. 3, а). Тоді осередки часткового плавлення навколо цих зон можуть бути розташовані вище — на глибині ~15 км. Розподіл *PT*-умов рівноваги, встановлених у зразках порід ВМБ, щодо розподілу температур солідусу демонструє, що умови були граничними. Там, де температура була вищою, переважало часткове плавлення, де нижчою — породи були метаморфізовані. На ВМБ можна побачити верхню кромку шару, що містив розплави, та/або нижню частину товщі, яка знаходилася над ним і зазнала метаморфічних перетворень. На окремих ділянках, переважно в грабеноподібних структурах, обмежених глибинними розломними зонами, зберігаються різні частини метаморфізованої вулканогенно-осадової товщі (тетерівська серія). Там, де відслонюються породи, що знаходилися дещо глибше, або температури були вищі, відбувалося часткове плавлення, а на сучасну поверхню виведено верхню частину термальній астеносфери протерозою. Також первинно-осадові та вулканогенні породи зазнали деформацій, внаслідок яких утворювалися проникні структури різного масштабу, якими просочувалися розплави. Це зумовлювало метасоматичні перетворення та мігматизацію.

Висхідні рухи, амплітуда яких була не менше 10—15 км, здійснювалися після утворення гранітів житомирського комплексу та до початку утворення ОМВПП (до 2,0 млрд років тому). Житомирські граніти та породи тетерівської серії можна побачити в «ерозійних вікнах» серед магматичних порід ОМВПП [Щербаков, 2005; Shumlyanskyu, 2014].

Роль флюїдів у гранітизації. Сьогодні безсумнівним є факт залежності складу магматичних розплавів від складу супутнього флюїду [Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014, 2022]. Флюїди складені переважно киснем, воднем та вуглецем, містять азот, галогени (хлор і фтор), сполуки сірки, фосфору та метали, змішані в різних

пропорціях. Вони надходять під кору та в кору здебільшого з силікатними розплавами. Хімічний склад (карбонатний, водний або вуглеводневий) залежить від *PT*-умов і перебігу окисно-відновних реакцій у шарі плавлення [Усенко, 2014, 2022]. Важливо, що термін позначає агрегатний стан, в якому відсутня межа між рідиною та паром. Тому перебіг фізико-хімічних взаємодій між розчиненими компонентами, а також з навколишніми кристалічними породами значно прискорений.

Процес гранітизації контролюється надходженням суттєво водного флюїду глибинного походження [Перчук, 1997]. В утворенні шару часткового плавлення в корі за тиску 0,5—0,7 ГПа задіяні водні флюїди з хлором та лугами. Експериментально доведено, що в присутності хлору у водному розчині, який взаємодіє з порошком базальту за $T=600\text{ °C}$ і $P=0,1\text{ ГПа}$, швидко зростає кількість лугів (натрію та калію). Сам розчин насичується кремнеземом і глиноземом — за складом наближається до гранітного розплаву. Залежно від концентрації у водному розчині Na, K і Cl змінюється склад мінералів, що «розчиняються» та кристалізуються. Кордієрит утворюється при збільшенні долі NaCl, флогопіт — при підвищенні долі HCl, тоді як біотит — KCl. Наприклад, поява кварцу відбувається при підвищенні долі хлору, також підвищується розчинність заліза. При подальшому підвищенні кислотності збільшується доля кварцу відносно калієвого польового шпату. Тоді як при взаємодії базальту з розчином KCl на поверхні первинних піроксена і плагіоклаза з'являється тонкозернистий агрегат калієвого польового шпату [Пуртов и др., 2002].

Утворення гранітів відбувається в корі, де на глибинах 15—30 км присутні породи, що за складом відповідають базальту. Ультрабазити мантії не можуть продукувати гранітні розплави.

При взаємодії водного флюїду, що містить хлор, з породами амфіболітової фації в *PT*-умовах кори ($P=0,5\div 0,7\text{ ГПа}$ та $T=650\div 750\text{ °C}$ [Перчук, 1997]) утворюється розплав, збагачений на натрій (кристалі-

зується альбіт), при наявності у флюїді калію з'являється мікроклін [Пуртов и др., 2002]. Для появи в магматичній породі плагіоклазів, більш основних ніж андезин, потрібні більший тиск ($P > 1 \div 1,2$ ГПа [Gudfinnsson, Presnal, 2005]) і присутність кальцію, який є активним у складі карбонатних флюїдів. Тобто потрібна присутність суміші водних з хлором і карбонатних з фтором флюїдів у шарі часткового плавлення, розташованому на глибині 40—60 км. Якщо тиск перевищує 1,2—1,5 ГПа структура плагіоклазу в розплавах осередку плавлення не утворюється взагалі [Gudfinnsson, Presnal, 2005]. Додавання карбонату та фтору призведе також до підвищення вмісту глинозему. Можливо, рання поява плагіоклазових гранітів (шерметівських) викликана більшим впливом мантійних водно-карбонатних флюїдів на початкових етапах гранітизації. Ймовірно, спочатку відбувається базифікація (аналогічна наведеній в праці [Венедиктов, 1986]), описана у василівській світі: по амфіболітам розвиваються габро-амфіболіти, по біотит-амфіболовим гнейсам — діорити, кварцові діорити та гранодіорити, по біотитовим гнейсам — тоналіти. Температури перекристалізації в масивних кварцових діоритах досягають 670 °С [Щербаков, 2005]. Тобто спочатку в корових осередках плавлення переважають розплави та флюїди, які надходять з мантії. Формування розплавів, з яких утворені плагіоклаз-мікроклінові житомирські граніти, відбувається безпосередньо в корі при взаємодії водних флюїдів з калієм та хлором з основними породами кори.

Перерозподіл тепла та речовини в плюмовому процесі. Для появи гранітних розплавів в осередку плавлення на глибині 15—30 км потрібне підвищення температури на 350—450 °С, тобто джерело тепла. Також обов'язкова присутність переважно водних флюїдів, що містять хлор і лути. За тиску навіть 0,1 ГПа водні флюїди екстрагують з оточуючих порід кремнезем, глинозем, метали, а за 3 ГПа — олівіни та піроксени розчинні. Тому флюїди не існують окремо від силікатних розплавів. Тобто гранітиза-

ція є ланкою плюмового процесу, в якому відбувається перерозподіл речовини та теплової енергії, а наслідком — підвищення загальної ентропії Землі.

У складі всіх світ тетерівської серії присутні вулканогенні породи, утворені з розплавів, які за складом відповідають пікрити та базальту. За відсутності конвективних процесів температура на межі кори та мантії становить 600 °С. Появу розплавів, температура яких перевищувала 1700 °С, можна пояснити виключно надходженням глибинних, тобто ультраосновних розплавів (плюмовою діяльністю) [Усенко, 2014]. Адіабатична декомпресія призводить до підвищення ступеню плавлення та відокремлення значної частини флюїду, переважно карбонатного. Надходження в кору та на поверхню карбонатних флюїдів та ультраосновних розплавів супроводжувалося деформаціями — утворенням проникних структур — від незначних тріщин до розломних зон. На поверхні з'являються вулканогенні пікрити, згодом перетворені на актиноліт-тремолітові, діопсид-амфіболові сланці (присутні в світах тетерівської серії), а також ексталяційні доломітові та кальцитові прошарки, розвинені в городській світі та дуже поширені в кочерівській. У шарі плавлення, розташованому на межі кори та мантії, внаслідок кристалізаційної диференціації розплави еволюціонують до складу базальту. В результаті метаморфізму вулканогенні базальти та андезито-базальти на поверхні перетворюються на амфіболіти та біотит-плагіоклазові ортогнейси, поширені в тетерівській серії.

Через кондуктивний прогрів, але більшою мірою через надходження в кору флюїдів і розплавів, які відокремлюються від шару плавлення, розташованого на межі кори та мантії, в корі виникає осередок часткового плавлення. Можна припустити, що плагіоклазові граніти утворюються переважно на початкових етапах існування. Вони містять калій, який концентрується в біотиті. За умов, наближених до солідусу, відбувається перерозподіл елементів між оточуючими гнейсами, роз-

плавом і водними флюїдами. Частка калію збільшується, утворюються плагіоклаз-мікроклінові (житомирські) граніти. Плюмова діяльність поновлюється трічі. Тому мігматизація, складчастість і метаморфізм повторюються під час утворення кожної світи, а плагіо- та плагіоклаз-мікроклінові мігматити мають поступові переходи або зустрічаються окремо.

Зміна складу гранітів, яка відображає напрямок еволюції глибинних флюїдів. В архей від шару плавлення, розташованого на межі кори та мантиї, відокремлюються коматітові розплави, які еволюціонують до складу базальту. Їх супроводжують породи тоналіт-трондєміт-гранодіоритової формації. У гранулітових блоках утворюються сірі гнейси. Оскільки розплави містять окислені та кислі водно-силікатні флюїди з хлором та натрієм, карбонатна складова в кислих умовах концентрує магній та залізо [Усенко, 2021, 2022]. Калієвий польовий шпат відсутній, плагіоклази представлені альбітом або олігоклазом. В протерозої склад глибинного розплаву змінюється. Протерозойські гранітні розплави, утворені в корі, містять значну частку калію, який під час кристалізації концентрується в польовому шпаті — з'являються рожеві, червоні граніти, відсутні у породах, утворених до 2,8 млрд років тому. Додавання калію призводить до підвищення лужності. Але найбільш лужні розплави утворюються близько 2,0 млрд років тому, коли до водних з хлором та калієм додаються глибинні карбонатно-кальцієві флюїди з фтором та натрієм. Утворюються масиви карбонатитів та ультралужних ультрабазитів (наприклад, Городницький масив на ВМБ). Коматіти архею змінюються пікритами, меймечитами, розплави яких утворені за участі глибинних флюїдів на глибинах, які відповідають глибинам утворення кімберлітів [Щербаков, 2005]. Подібна зміна складу формацій притаманна розвитку Землі в цілому та проявлена на всіх кратонах світу [Condie, 2011; Усенко, 2017].

Дискусія. Кристалічна кора утворена близько 4 млрд років тому, кристалізація мантиї за датами, встановленими в ксенолі-

тах, відбувається до 2,5 млрд років [Griffin et al., 2014; Ionov et al., 2020]. На всіх кратонах крім архейських представлені ксеноліти, утворені 2,1—1,7 млрд років тому, що зазвичай інтерпретується як перетворення мантиї в плюмовій події [Ionov et al., 2020]. Порооди цього віку поширені і серед ксенолітів, винесених з кори (детально розглянуто в статтях [Усенко, 2017, 2022]). Геологічні події, проявлені в будові сучасної поверхні (тектонічна та магматична діяльність, гранітизація та метаморфізм), є наслідком процесів, що відбувалися в корі та мантиї та призвели до їх перетворення за участі глибинних розплавів і флюїдів. У газово-рідких включеннях в олівінах меймечитів Сибірської трапової провінції встановлено присутність 3—4 мас. % H_2O за близької долі CO_2 та по 2 мас. % хлору, фтору та сірки [Ivanov et al., 2018]. Це кількість флюїдів в гомогенізованому розплаві, в якому вже відбулася дегазація. Цей факт дозволяє авторам підкреслити вирішальну роль потоку легких компонентів у підйомі плюму та утворенні термальної астеносфери.

Розплави та флюїди відокремлюються від шару плавлення, по проникних зонах надходять на поверхню, де утворюють нашарування вулканогенних та ексгаляційно-осадових порід. Частина кристалізується безпосередньо в мантиї та корі [Венедиктов, 1986; Усенко, 2019, 2021]. Перетворення нижньої частини кори, утвореної близько 4 млрд років тому, в численних плюмових подіях можна побачити в гранулітових блоках кратонів, зокрема на Українському щиті [Венедиктов, 1986; Усенко, 2021; Гінтов, Усенко, 2022].

Вік цирконів з амфіболових гнейсів м. Корець варіює в інтервалі 2,4—3,3 млрд років з різким піком в інтервалі 2,9 млрд років [Пономаренко и др., 2010]. Порооди, вік яких становить 2,7 млрд років, відомі в зоні Брусилівського розлому (м. Попільня) [Щербак и др., 2008]. Тобто в регіоні присутні фрагменти архейської кори. Метавулканіти новоград-волинської товщі містять архейські циркони, більшість з яких має вік 2,8—2,95 млрд років [Шум-

лянський та ін., 2018]. Архейський вік мають магматогенні циркони з метадацитів с. Олександрівка (2,921—2,863 млрд років), амфібол-біотитові плагіограніти (с. Ставки) шереметівського комплексу (3,16 та 3,37 млрд років та чисельні — 3,59 млрд років). Давні циркони, які зустрічаються в гранітоїдах, є захопленими і потрапили в магматичний розплав з осередку магмогенерації [Шумлянський та ін., 2018], який згідно з моделлю утворення гранітів, запропонованою вище, мав би знаходитись глибше 15—20 км.

Відсутність суцільного архейського фундаменту на сучасній поверхні пояснюється тим, що в протерозої він був перекритий породами тетерівської серії, згодом метаморфізованими. Тобто зріз кори, що відслонюється на сучасній поверхні, був утворений в протерозої. Якщо в первинно-осадових породах або на околицях мегаблока присутність архейських цирконів можна пояснити занесенням із сусідніх мегаблоків, то наявність архейських цирконів в гранітах, дацитах і плагіогранітах пов'язана з захватом в коровому осередку плавлення, який був розташований на глибинах понад 15—20 км.

У Подільському та Бузькому мегаблоках на поверхню виведений інший зріз — «середня та нижня» кора (див. рис. 3). Тому архейські породи, які були багато разів перекристалізовані в архей та протерозої, там виходять на земну поверхню [Усенко, 2021; Гінтов, Усенко, 2022]. На ВМБ серед ксенолітів Варварівського та Букинського масивів присутні грануліти, які І.Б. Щербakov вважає аналогічними гранулітам гайворонського комплексу [Щербakov, 2005].

Наразі ствердження чи заперечення існування архейського фундаменту потребує додаткових фактів і доказів. Але безсумнівною є необхідність врахування плюмової складової — залучення глибинних джерел тепла та речовини для пояснення умов утворення як ендегенної складової порід тетерівської серії, так і гранітів, пов'язаних з нею.

Висновки. Тетерівську серію складають первинно вулканогенно-осадові по-

роди, які були кілька разів деформовані, зім'яті в складки, зазнали метаморфічних перетворень, мігматизації та часткового плавлення. Можна припускати три окремі плюмові події, в яких були послідовно накопичені три первинно вулканогенно-осадові товщі (світи), що відрізняються за складом. Усі містять первинні спіліти та пікрити — вулканогенні породи, розплави яких надходили з мантії. Також присутні дайки ультрабазитів і базитів. Поява ультраосновних-основних магматичних порід, утворених внаслідок підшарування кори, а також плагіоклазових і плагіоклаз-мікроклінових гранітів в коровому осередку плавлення повторювалася під час формування кожної світи.

Розгляд розподілу температур, розташування магматичних комплексів в розрізі та на площі Українського щита дозволили в першому наближенні деталізувати події, що відбувалися в мантії та корі. За складом магматичних порід можна встановити розташування осередку плавлення, з якого вони надходять — термальної астеносфери, існування якої можливе за умови перетину лінії солідусу порід, поширених на цих глибинах.

Утворення осередку часткового плавлення в корі викликано кондуктивним прогрівом, спричиненим підшаруванням кори ультраосновними розплавами. Температури в осередку плавлення, розташованому на глибині 15 км, перевищують 650 °С. Підвищення градієнта над ним з 20 до 35 °С/км зумовлює метаморфізм, а надходження розплавів і розчинів по зонах деформацій — метасоматичні перетворення та утворення мігматитів. Метаморфізм, деформації-перекристалізації, складчастість супроводжували існування осередку плавлення в корі.

Сучасна поверхня на момент останньої гранітизації була розташована на межі осередку часткового плавлення та вулканогенно-осадової товщі, що знаходилась на глибині ~15—20 км. Там, де на поверхню виведено верхню частину термальної астеносфери, можна побачити непереміщені граніти. У місцях перетину

декількох проникних зон (розломів) утворюються гранітні масиви, в яких кристалізуються кварц-польовошпатові породи.

Утворення плагіогранітів, що належать до шереметівського комплексу, відбувалося кілька разів. Їхнє переважання у василівській світі пов'язане з тим, що вона може містити усі три генерації гранітоїдів, тоді як городська — дві, а кочерівська — одну. У публікації [Шумлянський та ін., 2018] наведено дві дати: 2,092 та 2,078 млрд років.

У житомирських гранітах, поширених на всьому ВМБ, присутні циркони, вік яких становить 2,078, 2,072 (максимальна кількість цирконів), 2,060, 2,045 млрд років. За цими даними за приблизно 50 млн років відбулося п'ять етапів гранітоутворення (утворення цирконів), а 2,078 млрд років тому з'явилися одночасно і шереметівські, і житомирські граніти [Шумлянський та ін., 2018]. Відомі поступові переходи між плагіомігматитами та двопольовошпатовими мігматитами. Кожна дата має допуск 5—26, іноді до 30 млн років.

Плагіограніти та плагіоклаз-мікроклінові граніти, утворені від початку протерозою, принципово відмінні від порід тоналіт-трондєміт-гранодіоритової формації архею.

Утворення осередку часткового плав-

лення в корі було наслідком глибинного (плюмового) процесу: підшарування мантійними розплавами, прогріву, деформацій, проникнення та надходження на поверхню ультраосновних та основних розплавів, що містили значну кількість флюїду. Саме прогрів верхньої частини кори внаслідок утворення в ній осередку часткового плавлення і є чинником підвищення геотермічного градієнта, що відбивається в метаморфізмі.

На сьогодні важко встановити послідовність усіх подій, що відбувалися під час утворення тетерівської серії, тому що частина геологічної інформації (порядок появи порід, час метаморфізму та ін.) не є досконально відомою. Тому для отримання результату необхідне поєднання різних методів та обґрунтування перебігу гіпотетичного процесу з погляду термодинаміки — відповідності подій, передбачуваних у створеній моделі, розподілу температур із глибиною (тиском) та його ймовірних змін у плюмовому процесі.

Оскільки сучасна поверхня знаходилась на межі метаморфізованих порід та осередку плавлення протерозойського часу, можливе існування архейської основи на більших глибинах — рівні знаходження термальної астеносфери, що продукує граніти.

Список літератури

- Венидиктов В.М. *Полициклическое развитие гранулитовой фации*. Киев: Наук. думка, 1986, 268 с.
- Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита*. Под ред. А.В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2009, 235 с.
- Гинтов О.Б. Плитово-плюмовая тектоника как единый механизм геодинамического развития тектоносферы Украины и смежных регионов. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 6. С. 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064>.
- Гинтов О.Б., Усенко О.В. Особливості сучасної структури по бузького гранулітового комплексу, розвиненого в межах Середнього Побужжя, і його поділу на серії та світи. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 4. С. 3—37. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i4.264839>.
- Гордиенко В.В. *Агвекционнно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере*. Киев: Корвин пресс, 2007, 170 с.
- Єнтін В.А. Геофізична основа Тектонічної карти України масштабу 1:1000000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—88.
- Костенко М.М. Металогенічні особливості та перспективи рудоносності баритових дайкових комплексів Волинського мегаблока Українського щита. *Зб. наук. праць УкрДГПІ*. 2019. № 3-4. С. 9—23.

- Метаморфизм Украинского щита. Под ред. И.С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1982, 308 с.
- Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. *Сорос. образоват. журн.* 1997. № 6. С. 56—63.
- Пономаренко А.Н., Лесная И.М., Зюльцле О.В., Гаценко В.А., Довбуш Т.И., Кануникова Л.И., Шумлянський Л.В. Неоархей Росинско-Тикичского мегаблока Украинского щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2010. Вип. 28. С. 11—16.
- Пономаренко А.Н., Степанюк Л.М., Шумлянський Л.В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—60.
- Пуртов В.К., Анфилов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Соллогуб В.Б. *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка, 1986, 184 с.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита*. Под ред. К.Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985, 168 с.
- Усенко О.В. Геодинамический процесс и его геологические проявления на континентах. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 5. С. 131—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147477>.
- Усенко О.В. Еволюція складу мантіїних флюїдів у докембрії (на прикладі залізистих формацій Українського щита). *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 2. С. 3—28. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.256263>.
- Усенко О.В. Месторождения полезных ископаемых Кировоградского рудного района Украинского щита: связь с глубинным процессом. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 128—145. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116523>.
- Усенко О.В. Отражение последовательности геодинамических процессов в геологическом строении Побужья. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 3. С. 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172425>.
- Усенко О.В. Периодизация и характерные особенности глубинных процессов в докембрии на примере Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 6. С. 41—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366>.
- Усенко О.В. Современное строение Побужья: условия формирования и история развития. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 2. С. 96—115. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230191>.
- Усенко О.В. *Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия*. Киев: Наук. думка, 2014, 240 с.
- Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., Зінченко О.В., Кривдик С.Г. Ізотопний (U-Pb за цирконами) вік та геологічне положення Кишинського масиву і порід його облямування (північно-західний район Українського щита). *Мінерал. журн.* 2009. Т. 31. № 2. С. 83—91.
- Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Клаесон С., Руденко К.В., Беккер А.Ю. Уран-свинцева за цирконом та монацитом геохронологія гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів, північно-західний район Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40. № 2. С. 63—85. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063>.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницький Е.Н., Верхогляд В.М., Комаристый А.А., Лесная И.М., Мицкевич Н.Ю., Пономаренко А.Н., Скобелев В.М., Щербак Д.Н. *Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита*. Киев: Наук. думка, 1989, 144 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой*. Киев: Наук. думка, 2008, 240 с.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЦ, 2005, 366 с.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.V., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M.K.M., Orlyuk, O.I., Pashkevich, I.K., Shumlyanskyu, 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>.

- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Duchesne, J.-C., Shumlyanskyy, L., & Mytrokhyn, O.V. (2017). The jot unite of the Korosten AMCG complex (Ukrainian shield): Crust- or mantle-derived? *Precambrian Research*, 299, 58—74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>.
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic-melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Ionov, D.A., Liu, Z., Li, J., Golovin, A.V., Korsakov, A.V., & Xu, Yi. (2020). The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 281, 67—90. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.009>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, V., Demonerova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litasov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Bibikova, E.V., Chekulaev, V.P., Yurchenko, A.V., Arestova, N.A., Artemenko, G.V., Egorova, Yu.S., Bogomolov, E.S., Sergeev, S.A., Skublov, S.G., & Presnyakov, S.L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Lokhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk, L.M., Galankina, O.L., Berezhnaya, N.G., Kapitonov, I.N., Antonov, A.V., & Sergeev, S.A. (2017). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Mychak, S., & Farfuliak, L. (2021). Inner structure and kinematics of the Sushchany-Perga fault zone of the Ukrainian Shield according to the tectonophysical study. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(1), 142—159. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v43i1.2021.225496>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001) Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base of superplume. *Геохимия*, (5), 484—497.
- Shumlyanskyy, L.V. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashevichy Volcanoplutonic Complex of the Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, 52(11), 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyanskyy, L., Ernst, R.E., Albekov, A., Soderlund, U., Wilde, S.A., & Bekker, A. (2021). The early Statherian (ca. 1800—1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 358, 106185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185>.
- Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Billstrom, 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>.

doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9.

Walter, M.J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.

Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.021>.

Thermodynamic conditions of granitization and metamorphism of rocks in the northwestern part of the Ukrainian Shield

O.V. Usenko, 2024

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

The article examines the RT conditions of the formation of granites of the Sheremetyevo and Zhytomyr complexes and the metamorphism of rocks of the Teteriv series of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield, the role of fluids in granitization. According to thermodynamic modeling, the appearance of granites is a link in the redistribution of heat and matter in the plume process. This proves the analysis of all known geological and petrological data. During the accumulation of the primary volcanogenic-sedimentary stratum, magmatic melts formed in the mantle's melting centers located at different depths appeared many times. The formation of the melting layer in the crust is caused by conductive heating caused by its sublayering by ultrabasic melts. Temperatures of the melting point at a depth of 15 km exceed 650 °C. An increase in the gradient above it from 20 to 35 °C/km causes metamorphism, and the influx of melts and solutions through deformation zones $\frac{3}{4}$ metasomatic transformations and the formation of migmatites.

Where the upper part of the thermal asthenosphere is brought to the surface, you can see unmoved granites. At the intersection of several permeable zones (faults), granite massifs are formed, in which quartz-feldspar rocks crystallize. It is shown that the modern surface was on the border of metamorphosed rocks and the melting center in the Proterozoic time. Such a location does not contradict the existence of Archean rocks at greater depths — the level of thermal asthenosphere that produces granites.

Key words: Proterozoic, Ukrainian Shield, granitization, metamorphism, absolute age, conditions of metamorphism.

References

Venidiktov, V.M. (1986). *Polycyclic development of granulite facies*. Kiev: Naukova Dumka, 268 p. (in Russian).

adjacent regions. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(6), 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064> (in Russian).

Antsiferov, A.V. (Ed.). (2009). *Geological-geophysical model of the Nemyrov-Kocherov suture zone of the Ukrainian shield*. Donetsk: Weber, 235 p. (in Russian).

Gintov, O.B., & Usenko, O.V. (2022). Peculiarities of the modern structure of the Pobuzh granulite complex, developed within the Middle Pobuzh region, and its division into series and worlds. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(4), 3—37. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i4.264839> (in Ukrainian).

Gintov, O.B. (2019). Plate-plume tectonics as a single mechanism of geodynamic development of the tectonosphere of Ukraine and ad-

- Gordiyenko, V.V. (2007). *The advection-polymorphic hypothesis of deep processes in the tectonosphere*. Kiev: Korvin press, 170 p. (in Russian).
- Yentin, V.A. (2005). Geophysical basis of the 1:1000000 scale Tectonic map of Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(1), 74—88 (in Ukrainian).
- Kostenko, M.M. (2019). Metallogenic features and ore-bearing prospects of the basaltic dyke complexes of the Volynmegablock of the Ukrainian shield. *Collection of scientific works of the UkrDGRI*, (3-4), 9—23 (in Ukrainian).
- Usenko, I.S. (Ed.). (1982). *Metamorphism of the Ukrainian shield*. Kiev: Naukova Dumka, 308 p. (in Russian).
- Perchuk, L.L. (1997). Deep fluid flows and the birth of granite. *Sorosovsky Educational Journal*, (6), 56—63 (in Russian).
- Ponomarenko, A.N., Lesnaya, I.M., Zyluzle, O.V., Gatsenko, V.A., Dovbush, T.I., Kanunikova, L.I., & Shumlyansky, L.V. (2010). Neoproterozoic of the Rosinsko-Tikich megablock of the Ukrainian shield. *Geochemistry and ore formation*, (28), 11—16 (in Russian).
- Ponomarenko, A.N., Stepaniuk, L.M., & Shumlyansky, L.V. (2014). Geochronology and Geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 36(2), 48—60 (in Russian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Egorova, L.G. (2002). The interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geochemistry*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *The lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Esypchuk, K.E. (Ed.). (1985). *Stratigraphic sections of the Precambrian of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko, O.V. (2018). The geodynamic process and its geological manifestations on the continents. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(5), 131—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i5.2018.147477> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2022). Evolution of the composition of mantle fluids in the Precambrian (on the example of iron formations of the Ukrainian Shield). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(2), 3—28. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.256263>.
- Usenko, O.V. (2013). Deposits of minerals of the Kirovograd ore region of the Ukrainian shield: connection with the deep process. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 35(6), 128—145. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i6.2013.116523> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2019). Reflection of the sequence of geodynamic processes in the geological structure of Pobuzhya. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(3), 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172425> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2017). Periodization and specific features of deep processes in Precambrian by example of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 39(6), 41—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2021). Present structure of the Near-Bug area: conditions of formation and history of development. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(2), 96—115. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230191> (in Russian).
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physical-chemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shumlyansky, L.V. (2012). Geochemistry of pyroxene plagiogneisses (enderbites) Pobuzhya and isotopic composition of hafnium in zircons. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 34(2), 64—79 (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L.V., Mazur, M.D., Zinchenko, O.V., & Kryvdyk, S.G. (2009). Isotopic (U-Pb according to zircons) age and geological position of the Kishin massif and its bordering rocks (north-western region of the Ukrainian shield). *Mineralohichnyy Zhurnal*, 31(2), 83—91 (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L.V., Stepaniuk, L.M., Claesson, S., Rudenko, K.V., & Becker, A.Yu. (2018). Uranium-lead by zircon and monazite geochronology of granitoids of the Zhytomyr and Sheremetyevo complexes, northwestern region of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy Zhurnal*, 40(2), 63—85. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063> (in Ukrainian).

- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Bartnytskiy, E.N., Verkhoglyad, V.M., Komaristyy, A.A., Lesnaya, I.M., Mytskevich, N.Yu., Ponomarenko, A.N., Skobelev, V.M., & Shcherbak, D.N. (1989). *Geochronological scale of the Precambrian of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 144 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyanskiy, L.V. (2008). *Early Precambrian Geochronology of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., & Ponomarenko, A.N. (2005). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archaea*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lviv: ZuKts, 366 p. (in Russian).
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M.K.M., Orlyuk, O.I., Pashkevich, I.K., Shumlyanskyy, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Duchesne, J.-C., Shumlyanskyy, L., & Mytrokhyn, O.V. (2017). The jot unite of the Korosten AMCG complex (Ukrainian shield): Crust or mantle-derived? *Precambrian Research*, 299, 58—74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.018>.
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Ionov, D.A., Liu, Z., Li, J., Golovin, A.V., Korsakov, A.V., & Xu, Yi. (2020). The age and origin of cratonic lithospheric mantle: Archean dunites vs. Paleoproterozoic harzburgites from the Udachnaya kimberlite, Siberian craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 281, 67—90. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.009>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackersond, V., Demonerova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litasov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Bibikova, E.V., Chekulaev, V.P., Yurchenko, A.V., Arestova, N.A., Artemenko, G.V., Egorova, Yu.S., Bogomolov, E.S., Sergeev, S.A., Skublov, S.G., & Presnyakov, S.L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Lokhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk, L.M., Galankina, O.L., Berezhnaya, N.G., Kapitonov, I.N., Antonov, A.V., & Sergeev, S.A. (2017). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Mychak, S., & Farfuliak, L. (2021). Inner structure and kinematics of the Sushchany-Perga fault zone of the Ukrainian Shield according to the tectonophysical study. *Geofizicheskiy Zhur-*

- nal*, 43(1), 142—159. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v43i1.2021.225496>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001) Subalkalinepicrobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base of superplume. *Geochemistry*, (5), 484—497.
- Shumlyanskyy, L.V. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashevichy Volcanoplutonic Complex of the Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, 52(11), 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyanskyy, L., Ernst, R.E., Albekov, A., Soderlund, U., Wilde, S.A., & Bekker, A. (2021). The early Statherian (ca. 1800—1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 358, 106185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185>.
- Shumlyanskyy, L., Hawkesworth, C., Billstrom, 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>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterc, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Walter, M.J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.021>.