

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.03.016>

УДК 549.553.493.34(477)

В.І. Павлишин, д-р геол.-мін. наук, проф., акад. ВШ України, зав. відділу

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

Н.М. Чернієнко, канд. геол. наук, старш. наук. співроб.

E-mail: nata.cherniyenko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1831-234X>

І.М. Луньова, канд. геол. наук, наук. співроб.

E-mail: gerasimetsirina@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-4670-0216>

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, просп. Акад. Палладіна, 34

ЛІТІЙ У НАДРАХ УКРАЇНИ

Частина 7. Генезис літієносних об'єктів:

рідкіснометалеві граніти Українського щита

У генетичному сенсі висвітлено такі літієносні об'єкти: жильні Li-F граніти та площові лізниківські граніти Коростенського плутону, рідкіснометалеві граніти кам'яногильського комплексу, онгоніти Приазов'я. Більшість дослідників вважають Li-F граніти завершальною фазою магматизму коростенського комплексу. Автори дійшли іншого висновку: жильні Li-F граніти плутону — продукти кристалізації глибинних флюїдних потоків, які проникли у тріщинні порожнини порід плутону після формування магматичних масивів. Лізниківські граніти, на думку авторів, являють собою метасоматичні утворення, розвинуті по різновікових рапаківіподібних біотит-амфіболових гранітах під дією глибинних флюїдних потоків. Рідкіснометалеві граніти кам'яногильського комплексу утворюють у Приазов'ї три масиви — Кам'яні Могили, Катеринівський і Стародубівський. Первісно всі гранітні масиви утворились у процесі кристалізації магматичного розплаву, яка згодом змінилась на метасоматичне перетворення гранітів. Післямагматичні зміни гранітів, що сприяли розвитку рідкіснометалевої мінералізації: 1) біотитизація; 2) мікроклінізація; 3) рання альбітизація; 4) грейзенізація; 5) пізня альбітизація. За даними термобарогеохімічних досліджень обґрунтовано та фізико-хімічно охарактеризовано стадійний розвиток післямагматичного перетворення гранітоїдів Кам'яних Могили — мікроклінізацію (500—600 °C), альбітизацію (430 °C), топазизацію (430 °C), окварцювання (430—440 °C), сульфідизацію (320 °C), пізню альбітизацію (290—420 °C), кристалізацію ксенотиму (200—210 °C), прожилкову флюоритизацію і ріст кристалів флюориту (125—155 °C). Кристалізація онгонітів здійснювалась за високої температури, яка на кінцевій стадії росту фенокристалів кварцу становила 1140 °C.

Ключові слова: генезис рідкіснометалевих гранітів, генезис Li-F гранітів, кам'яногильський комплекс, лізниківські граніти, генезис онгонітів, ерозійний зріз.

Цитування: Павлишин В.І., Чернієнко Н.М., Луньова І.М. Літій у надрах України. Частина 7. Генезис літієносних об'єктів: рідкіснометалеві граніти Українського щита. *Мінерал. журн.* 2024. **46**, № 3. С. 16—28. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.03.016>

© Видавець ВД "Академперіодика" НАН України, 2024. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Першовідкривач рідкіснометалевих гранітів у Коростенському плутоні В.С. Соболев зазначив: "Порода складається з мікрокліну, альбіту, кварцу, цинвальдиту та топазу" (переклад авт.) (Sobolev, 1947, р. 77). Йдеться про жильну різноструктурну породу, яка перетинає рапаківіподібний граніт біля с. Гамарин (потім ця геологічна місцина фігуруватиме під назвою "Полчанська ділянка"). Від другої половини XX ст. географія рідкіснометалевих гранітів істотно розширилась, здебільшого на двох мегаблоках Українського щита — Волинському і Приазовському (Sheremet, Kryvdik, Sedova, 2014). Останній (у ряду знахідок) прояв топаз-цинвальдитових гранітів зафіксовано напередодні XXI ст. (Zinchenko, Lazareva, 2000).

Рідкіснометалеві граніти — гетерогенні геологічні утворення. За формою залягання вони поділяються на жильні (Li-F граніти Коростенського плутону, онгоніти Приазов'я) і площові (пержанські граніти, кам'яногомільський комплекс Приазов'я, лізниківські граніти), за рівнем ерозійного зрізу (рис. 1) — на глибокоеродовані (кам'яногомільський комплекс, лізниківські граніти), середньоеродовані (Li-F граніти Коростенського плутону), слабоеродовані (пержанські граніти). Розрізняються, але незначно, ці граніти між собою також за мінеральним складом, хімічним складом і політипізмом Li-F слюд, рідкіснометалевою мінералізаці-

єю та іншими ознаками (Sheremet, Kryvdik, Sedova, 2014; Davidkovsky, Zinchenko, 1990).

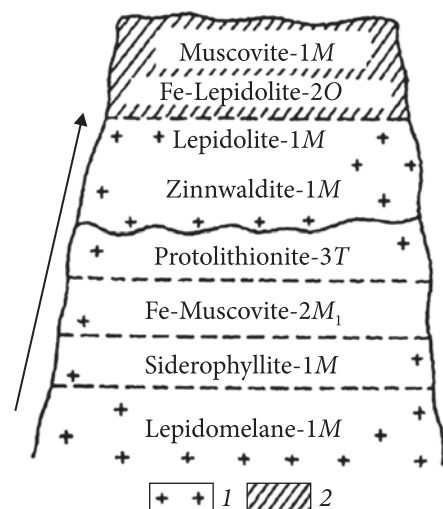
Рідкіснометалевими об'єктами вважають також кріолітовмісні граніти, пов'язані з ними метасоматити Луговського масиву (Marchenko et al., 1984; Zinchenko et al., 1991) і руськополянські граніти однойменного масиву (район Корсунь-Новомиргородського плутону), які віднесено до Li-F гранітів (Sheremet, Panov, Kolomiets, 1984), але вони не потрапляють у сферу наших інтересів, оскільки в них достовірно не виявлено жодного мінералу Li.

Потенційно літієносними є грейзени Вербинського бісмут-молібденового родовища, в якому Li сконцентрований у цинвальдиті (вміст Li_2O 1,98—2,04 %) (Gurskyi et al., 2006). Певний інтерес викликає також літієносність древніх осадових товщ Придніпров'я і Донбасу (Gurskyi et al., 2006), насамперед пісковиків Поділля, які тут збігаються з фтороносними пісковиками, що формують Бахтинське флюоритове родовище. Отже, потенційна літієносність останніх двох об'єктів зафіксована, але належним чином не досліджена, не виявлено поки що ніяких ознак наявності на глибині рідкіснометалевих гранітів (пегматитів).

Мета статті — систематизувати, критично оцінити наявний, зокрема наш, літературний матеріал, додати нові дані і на засадах термобарогеохімії мінералів, учення про ти-

Рис. 1. Підсумкова схема розподілу політипних модифікацій слюд у вертикальному розрізі інтрузії рідкіснометалевих гранітів (складена за даними вивчення слюд із гранітів і метасоматитів Українського щита). Стрілкою показано збільшення ступеня метасоматичного перетворення гранітів. Хвилястою лінією (орієнтовно на середині інтрузії) показано рівень ерозійного зрізу, якого зазнали граніти кам'яногомільського комплексу в Приазов'ї: 1 — граніти, 2 — метасоматити. У Коростенському плутоні ерозійний зріз лізниківських гранітів, ймовірно, ще більший, ніж у Приазов'ї (Pavlyshyn, Cherniyenko, 2023)

Fig. 1. Generalized scheme of the distribution of polytypic modifications of micas in the vertical section of the intrusion of rare-metal granites (compiled from data on micas from granites and metasomatites of the Ukrainian Shield). The arrow indicates an increase in the degree of metasomatic alteration of granites. The wavy line (roughly in the middle of the intrusion), indicates the level of the erosional cut experienced by the granites of the Kamyanomohylsky complex in the Azov region: 1 — granites, 2 — metasomatites. In the Korosten pluton, the erosional cut of the Liznykivsky granites is probably even greater than in the Azov region (Pavlyshyn, Cherniyenko, 2023)



поморфізм мінералів, експериментальних і фізико-хімічних даних напрацювати нову концепцію (це робиться вперше) походження рідкіснометалевих гранітів.

Генезис рідкіснометалевих гранітів. Нагадуємо, що мова йтиме про генезис гранітних (гранітоїдних) порід, які містять хоча б один літєвий мінерал і підвищений вміст (стосовно середніх значень) рідкісних елементів. Розглянемо їх у такій послідовності: жильні Li-F граніти та площові лізниківські граніти Коростенського плутону, граніти кам'яногильського комплексу, онгоніти Приазов'я. Вкотре перед викладом матеріалу доцільно надати термінологічне пояснення, оскільки напрацьовані нами генетичні судження і висновки прив'язані до дискредитованих назв мінералів у ряду аніт — трилітійніт (нова термінологія), які є в старому ряду: аніт — протолітійніт — цинвальдит — кріофіліт — лепідоліт.

Li-F граніти жильного типу, які ще називаються цинвальдитовими або топаз-цинвальдитовими (з погляду нової термінології Міжнародної мінералогічної асоціації ці назви стали архаїчними) гранітами, виявлено у декількох місцях Коростенського плутону — на його півдні (Андріївська ділянка), у центрі (Полчанська ділянка), в східній частині серед основних порід (Zinchenko, 1982; Davidkovsky, Zinchenko, Esipchuk et al., 1990; Zinchenko, Lazareva, 2000; Mytrokhyn, 2011; Sheremet, Kryvdik, Sedova, 2014).

За даними цих авторів наводимо узагальнений стислий опис гранітів, акцентуючи увагу на тих особливостях їхньої мінералогії, які, на нашу думку, доцільно, відповідно до мети статті, охарактеризувати у генетичному контексті. Взагалі ці об'єкти генетично проінтерпретовано дуже скромно. Фактично маємо лише один цікавий і надійний результат — 600 °С. Це температура гомогенізації розплавних включень у порфіровому зерні кварцу з Li-F граніту, знайденому О.В. Зінченком на Андріївській ділянці (південна околиця Коростенського плутону) (Zinchenko, 1982). Зразок, на наше прохання, термобарогеохімічно було досліджено світлою пам'яті Ігорем Бакуменком. Додамо ще один цікавий результат (одне визначення). Методом електронного парамагнітного резонансу

(М.М. Багмут, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України) у мікрокліні Андріївської ділянки виявлено підвищену концентрацію катіон-радикала NH_3^+ , який у структурі ізоморфно заміщує калій.

Жили Li-F гранітів мають витримане простягання — однакове у межах кожної з ділянок, простежуються на перші сотні метрів, мають різну потужність — від перших сантиметрів до 1,5 м. Вони утворюють крутопадаючі дайкоподібні тіла, що розсікають граніти або основні породи. Останні мікроклінізовані, окварцьовані, інколи інтенсивно.

Мінералогічно та хімічно Li-F граніти більше схожі, ніж відмінні. Вони представлені лейкократовими дрібнозернистими порфіроподібними породами, складеними такими мінералами, %: альбіт (42—49), мікроклін-пертит (23—24), кварц (24—27), цинвальдит (3—6), топаз (2—3), флюорит (2—3). Серед акцесорних мінералів зафіксовані ільменіт, циркон, рутил, анатаз, каситерит, колумбіт, фенакіт, каситерит, магнетит, сульфід, гранат, турмалін.

За даними аналізу ступеня ідіоморфізму мінералів можна передбачати таку послідовність їхньої онтогенії. Першими у гранітах зазвичай зароджувались і росли кристали альбіту. У приконтартових ділянках, унаслідок пришвидшеного росту індивідів, таблички альбіту тісно зрощувались в агрегати — формувався так званий "загартований" альбітніт (Zinchenko, 1982). Майже одночасно з ним росли зерна кварцу, який демонструє ширший фронт кристалізації, тобто його ріст розтягнуто в часі — завершився після утворення альбіту. Про це свідчать пойкилітові включення дрібних табличок альбіту в кварці. Ксеноморфні виділення максимального мікрокліну вирости після утворення альбіту та кварцу, тому вимушено заповнили інтерстиції, створені ранніми мінералами. Цинвальдит — пізній мінерал. Про це свідчить наявність у ньому включень кварцу, альбіту, мікрокліну.

Стисло висвітимо хіміко-мінералогічні та генетичні особливості Li-F гранітів, покладені в основу нового нами напрацьованого погляду (див. нижче) щодо походження цих гранітів: а) за глибиною утворення Li-F гра-

ніти ізофаціальні з територіально зближеними з ними камерними пегматитами Волині; б) кристалізація гранітів відбувалась у середовищі, збагаченому на натрій ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$; альбіт > мікроклін), що принципово відрізняє Li-F граніти від усієї решти утворених на Коростенському плутоні гранітів, в яких калій стабільно домінує над натрієм; в) кристалізація гранітів у середовищі, збагаченому також на Si, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, які спричинили появу у Li-F гранітах топазу, слюд Li-F ізоморфного ряду, флюориту, фенакиту, каситериту, колумбіту, тобто мінералів, типових для повнодиференційованих камерних пегматитів, сформованих за участю глибинних флюїдних потоків (Voznyak, Pavlyshyn, 2008; Pavlyshyn, Cherniyenko, 2024); г) Li-F граніти Коростенського плутону — найнижкотемпературніші граніти плутону, і, можливо, Українського щита загалом; за нашими попередніми даними, вони кристалізувались в інтервалі 600—550 °C; д) мікроклін гранітів містить катіон-радикал NH_3^+ , який, на нашу думку, є показником глибинного походження (зародження) магми, дегазації якої спричинила появу флюїдних потоків.

Більшість учених, які висвітлювали цю тему (Davidkovsky, Zinchenko, 1990; Zinchenko, Lazareva, 2000), вважають Li-F граніти завершальною фазою магматизму коростенського комплексу. Ми дійшли іншого висновку: жильні Li-F граніти — продукти кристалізації глибинних флюїдних потоків, які проникли у тріщинні порожнини порід плутону після формування магматичних масивів.

Наш висновок кореспондується з викладеними вище даними і є результатом порівняльного аналізу мінерального та хімічного складу Li-F гранітів і зон вилуговування, частково камер пегматитів Волині. У зв'язку з останніми згадаємо, що по західному контакту основних порід із гранітами (Коростенський плутон) проходить Володарськ-Волинський глибинний розлом, по якому передбачається надходження магми коростенського граніту, а в подальшому — продуктів дегазації магми. На цих засадах обґрунтовано формування повнодиференційованих камерних пегматитів у тісному зв'язку з дією глибинних флюїдних потоків (Voznyak, Pavlyshyn, 2008).

Повертаємось до порівняння наших об'єктів досліджень — Li-F гранітів, з одного боку, та зон вилуговування волинських пегматитів, з іншого. Їх об'єднує насамперед майже повна аналогія мінерального складу, зокрема наявність у обох типоморфних мінералів Li і F (див. вище), близький температурний інтервал кристалізації, геологічна синхронність процесів мінералоутворення, унікальний збіг — домінування Na над K, зафіксоване лише у двох об'єктах Коростенського плутону — Li-F гранітах і пегматитовій зоні вилуговування, сформованій унаслідок дії глибинних флюїдних потоків. Мінералогічно це домінування проявилось у вигляді найпоширенішого мінералу зони вилуговування альбіту та альбіту, який є найпоширенішим мінералом Li-F гранітів. Не є випадковим також те, що вельми рідкісний для Українського щита катіон-радикал NH_3^+ (Matyash et al., 1981) виявлений у мікроклінах зони вилуговування і Li-F гранітів.

Отже, мінералого-геохімічну подібність територіально зближених Li-F гранітів і зони вилуговування, частково камер волинських пегматитів, логічно, на наш погляд, тлумачити наявністю спільного джерела живлення — глибинних флюїдних потоків.

Нашу гіпотезу походження Li-F гранітів стисло розглянемо ще у фізико-хімічному контексті. Термін "флюїди" ми використовуємо у широкому сенсі — рідкий, газово-рідкий, газовий стан, розплав. Мінералоутворювальні флюїди, за даними термобаро-геохіміків, еволюціонують (Vozniak, Kalyuzhnyi, 1976, 1977; Matkovskiy, Naumko, Pavlun, Slyvko, 2021). Наприклад, у повнодиференційованих пегматитових тілах у період росту кристалів занориша мінералоутворювальний флюїд змінювався від ранніх до пізніх у такому порядку: водний розчин солоністю $\approx 7\text{--}10\%$, що за густиною близький до критичного $\rightarrow$ водний розчин солоністю $\approx 50\text{--}60\%$ + пара $\rightarrow$ сольовий розсіл солоністю $\approx 80\text{--}85\%$ + пара $\rightarrow$ водний розчин солоністю $\leq (30\text{--}35\%) \rightarrow$ водний розчин + газ (CO_2 -флюїд).

Привертає увагу чи не найголовніша ланка цієї еволюції, яка, на наш погляд, має місце під час формування і Li-F гранітів, і камерних пегматитів. Після 350 °C еволюцій-

не остигання гранітів порушується різким зростанням температури в деяких пегматитах до 550—560 °C (Vozniak et al., 2000). Аналогічне зростання температури, навіть вище, мало місце у ході потрапляння глибинних флюїдів у тріщини порід, в яких сформувались Li-F граніти. Воно супроводжувалося спадом флюїдного тиску і появою висококонцентрованих (до 85 % маси) сольових розплавів (Vozniak et al., 2000). У випадку пегматитів тріщинуватість мала, ймовірно, не лише контракційну (α — β перехід кварцу), а передусім тектонічну природу. Система тріщин кардинально впливала на появу в пегматитових тілах флюїду, тривалість його дії, створення умов для росту кристалів-гігантів.

На завершення зазначимо, що наведений вище фізико-хімічний механізм утворення Li-F гранітів спричинив ще одну їхню типоморфну особливість — виняткову лейкократовість. Один із перших дослідників *лізниківського граніту* Ю.Ю. Юрк передбачливо зауважив: "Відособленість лізниківського різновиду граніту, що сформував самостійну ділянку на південній околиці складного плутону, і відмінність його від інших гранітів плутону за текстурно-структурними особливостями, складом і зовнішнім виглядом (М.М. Безбородько виділяв лізниківський граніт у самостійний тип) дають підстави припускати, що лізниківський граніт є окремою формацією, яка виникла в одну з останніх фаз пульсуючого формування Коростенського гранітного плутону" (Yurk, 1956, p. 45) (переклад авт.).

Лізниківські граніти формують Лізниківський масив, приурочений до потужної тектонічної структури — Тетерівського розлому (Zinchenko et al., 1985). Масив має розмір 7×2 км, контактує з різними породами, зокрема основними та кислими Коростенського плутону, складений чотирма різновидами гранітів. Серед них звертаємо увагу на альбіт-мікроклінові граніти з протолітійним або цинвальдитом, які спільно з альбітом засвідчують певний, здебільшого невисокий ступінь метасоматичної зміни апогранітів (Beus et al., 1962).

Лізниківські граніти являють собою (Zinchenko et al., 1985) продукт метасоматичного перетворення біотит-амфіболових ра-

паківіподібних гранітів і тому розглядаються як післямагматичні породи коростенського комплексу. Метасоматичні зміни розмаїті. Вони супроводжені зникненням порфіроподібності, заміною пойкилітових і пойкилітово-пегматитових структур гранітовими та метасоматичними, появою планпаралельних текстур, зміною мінерального складу: зникненням піроксену, амфіболу, плагіоклазу № 9—12, появою чистого альбіту, руйнацією первісного біотиту і появою протолітійніту, цинвальдиту, акцесорних мінералів (флюориту, топазу, колумбіту, фенакіту, сфалериту, самородного свинцю тощо). У роботі (Zinchenko et al., 1985) зазначено, що лізниківські граніти близькі до альбітизованих гранітів Суцано-Пержанської зони.

О.В. Зінченко та співавтори підсумовують (Zinchenko et al., 1985): лізниківські граніти — метасоматичні утворення, розвинуті по різновікових рапаківіподібних біотит-амфіболових гранітах південної частини Коростенського плутону в межах великої тектонічної структури — Тетерівської зони глибинних розломів. До цього висновку додаємо наші міркування щодо природи метасоматизувальних розчинів — це глибинні флюїдні потоки, народжені тектонічними порушеннями зазначеного глибинного розлому.

На нашу думку, лізниківські граніти глибоко зрізані ерозією (рис. 1), унаслідок цього їхня верхня продуктивна зона знесена. Тим не менше, втративши рудне значення, лізниківський граніт, завдяки гарному рожево-червоному забарвленню і високим фізико-механічним показникам, набув широкого застосування як першокласний декоративний камінь.

Рідкіснометалеві граніти кам'яногогілляського комплексу утворюють у Приазов'ї три розмежовані штокоподібні масиви: Кам'яні Могили — площа ≈ 11 км², Катеринівський (≈ 30 км²), Стародубівський — (4,5 км²) (Sheremet, Esypchuk, 1990; Zatsikha, 1968; Sheremet et al., 2013; Sheremet, Kryvdik, Sedova, 2014). Всі три складені велико-середньозернистими порфіроподібними біотитовими та біотит-мусковітовими гранітами, які сформовані такими пороодоутворювальними мінералами, %: кварц — 32; плагіоклаз — 25—30; калієвий польовий шпат — 30—40; біо-

Рис. 2. Діаграма змін глиноземистості магнезіально-залізнних слюд із гранітоїдів Українського щита (усереднені дані). Сидерофіліт: 1 — із метасоматично змінених гранітів (кам'яномогильський, лізниківський і пержанський типи); 2 — із жильних пегматитів житомирсько-кіровоградського комплексу; Біотит: 3 — залістий із графічної зони камерних пегматитів Волині; 4 — із біотит-плагіоклазових і біотитових гнейсів; 5 — із житомирських гранітів північно-західної частини щита; 6 — житомирських гранітів Інгуло-Інгулецького вододілу; 7 — бобринецьких гранітів; 8 — коростишівських гранітів; 9 — мокромосковських гранітів; 10 — кіровоградських гранітів північно-західної частини щита; 11 — біотитових мігматитів, плагіогранітів і гранітів кіровоградського типу Інгуло-Інгулецького вододілу; 12 — гранітів Верблюзького та Боков'янського масивів; 13 — богуславських та росинських гранітів; 14 — уманських гранітів; 15 — гранодіоритів та діоритів; 16 — долиньських гранітів; 17 — осницьких гранітів; 18 — рапаківи Корсунь-Новомиргородського плутону; 19 — пегматитів Корсунь-Новомиргородського плутону; 20 — токівських гранітів; 21 — рапаківіподібних гранітів Коростенського плутону; 22 — лужних нефелін вмісних порід Приазов'я. Стрілки показують зміни у складі слюди під час переходу від гранітів до споріднених пегматитів; I—V — поля зростання лужності порід (Pavlyshyn, 1983)

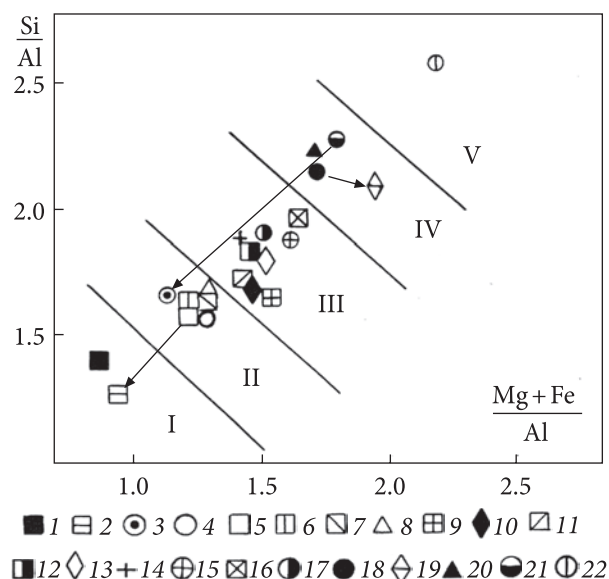


Fig. 2. Diagram of variations in the alumina content of magnesioferric micas from granitoids of the Ukrainian Shield (average data). *Siderophyllite*: 1 — from metasomatically altered granites (*Kamianomohylsky*, *Liznykivsky* and *Perzhansky* types); 2 — from the vein pegmatites of the Zhytomyr-Kirovohrad complex; *biotite*: 3 — ferruginous from the graphic zone of chamber pegmatites of Volyn; 4 — from biotite-plagioclase and biotite gneisses; 5 — from the Zhytomyr granites in the north-western part of the Shield; 6 — Zhytomyr granites of the Ingulo-Ingulets watershed; 7 — Bobrynets granites; 8 — Korostyshiv granites; 9 — Mokromoscow granites; 10 — Kirovohrad granites of the north-western part of the Shield; 11 — biotite migmatites, plagiogranites, and granites of the Kirovohrad type of the Ingulo-Ingulets watershed; 12 — from the Verblyuzhy and Bokovyan granite massifs; 13 — from Boguslav and Rosyn granites; 14 — Uman sky granites; 15 — granodiorites and diorites; 16 — Dolynsky granites; 17 — Osnitsky granites; 18 — rapakiwi of the Korsun-Novomyrhorod pluton; 19 — pegmatites of the Korsun-Novomyrhorod pluton; 20 — Tokivsky granites; 21 — rapakiwi-like granites of the Korosten pluton; 22 — alkaline nepheline-bearing rocks of the Azov region. Arrows indicate changes in the composition of mica during the transition from granites to related pegmatites; I—V — fields of increasing alkalinity of rocks (Pavlyshyn, 1983)

тит — 2—7; мусковіт — 2—10; у грейзенізованих ділянках 10—20, а у власне кварц-мусковіт-флюоритових грейзенах до 50, інколи 75—80. Порфірові вкрапленики — це мікрокліни, часто з сегрегаційно-метасоматичними пертитами. Біотит високозалістий, зазвичай сидерофіліт, містить підвищену кількість літію ($\geq 0,4\%$ Li_2O). У процесі зміни порід він захоплює все більшу кількість Li і еволюціонує за схемою: Li-сидерофіліт-протолітійніт-цинвальдит (у пегматитах).

Післямагматичні зміни гранітів, які спричинили появу рідкіснометалевої мінералізації, — 1) біотитизація; 2) мікроклінізація; 3) рання альбітизація; 4) грейзенізація; 5) пізня альбітизація (Lyashkevich, 1968, 1971; Lyashkevich, Zatsikha, 1965). Всі ці процеси розвинуті у всіх трьох масивах, але найкра-

ще виражені в гранітах Кам'яних Моги, тому нижче наш виклад буде базуватись здебільшого на результатах досліджень саме мінералів і гранітів цього масиву. Біотитизація (вміст біотиту в породі сягає 45 %) спричинила утворення такситових різновидів гранітів у вигляді зон потужністю до 30 м. За показниками заломлення високозалістистих біотитів $n_g \approx n_m$ з нормальних і біотитизованих гранітів виділено відповідно дві генерації: біотит-1 — 1,648; біотит-2 — 1,667—1,675. Зростання $n_g \approx n_m$ супроводжується збільшенням залізистості (Fe / Fe + Mg) від 65 до 93 %. Біотит-1 — магматичний мінерал, біотит-2 — метасоматичний мінерал (Lyashkevich, 1971). Є.М. Шеремет та ін. (Sheremet et al., 2013) не знайшли істотних відмінностей між біотитом-1 і біотитом-2, натомість без

обґрунтування виділили чотири генерації біотитів, підкреслили їхню високу залізистість, властиву також слюдам Коростенського плутону, підвищений вміст літію (Li_2O — 0,4—0,5 %).

Зауважимо ще таке. На відомій діаграмі О.О. Маракушева і І.А. Тараріна (рис. 2) точки складу магнезіально-залізистих слюд розташовані у вигляді смуги, в межах котрої ми виділили поля різної лужності, яка зростає у напрямі І—V. У поле І пониженої лужності потрапив сидерофіліт із генетично споріднених кам'яноомільських, лізниківських, пержанських гранітів (апогранітів), які містять рідкіснометалеvu мінералізацію.

Мікроклінізація гранітів реалізована в процесі метасоматичного росту, здебільшого по плагіоклазу, відносно великих (до 25 см) дендритових кристалів максимального мікрокліну рожевого кольору (Lyashkevich, 1968). Його вміст у породі коливається у широких межах — від поодиноких кристалів до 90 %. Ріст мікрокліну метасоматичним способом у вигляді дендритів — рідкісне явище у природі (Lyashkevich, 1971). Мікроскопічне дослідження показало, що дендритові кристали насправді складені тонкографічним агрегатом кварцу та мікрокліну у співвідношенні 1:1.

Альбітизовані й грейзенізовані граніти утворились після їхньої біотитизації й мікроклінізації. Типові грейзенові тіла мають форму виклинювальних жил потужністю до 25 см і просторово пов'язані з пегматитами, які теж грейзенізовані. На загал можна говорити про зональну будову гранітів, змінених процесами грейзенізації й альбітизації (Lyashkevich, 1971; Lyashkevich, Zatsikha, 1965).

Від незмінених гранітів до центрів жил грейзенів виділено шість зон зі своїми мінеральними асоціаціями. Перша зона зафіксована початковою стадією зміни гранітів — розкладом олігоклазу, який цілковито заміщується альбітом із домішкою дрібних лусок мусковіту. Подальша зміна — часткова псевдоморфізація біотиту мусковітом і перекристалізація основної маси породи. Друга зона — це зона гранітів, збагачених кварцом і з повним заміщенням біотиту мусковітом. Вміст кварцу сягає 50—67 % породи. Інколи в ідіоморфних зернах кварцу трапляються релікти альбіту. Третя зона представ-

лена сильно альбітизованими породами, близькими до альбітитів. Тут пізній альбіт заміщує всі мінерали грейзенізованого граніту — мікроклін, флюорит, кварц, частково мусковіт і топаз. Вміст альбіту сягає 80 % породи. Четверта зона складена мусковітом і альбітизованим гранітом. П'ята зона — це власне грейзени, складені кварц-мусковітовими або мусковіт-кварцовими породами, збагаченими флюоритом. Грейзенова зона розвинена у вигляді жил і гнізд. У цих змінених породах (3 і 4 зони) підвищений вміст колумбіту, топазу (грейзени), ксенотиму (альбітити).

За даними (Pyatenko, Sitnin, Lavrynenko, 1966), метасоматично змінені граніти Приазов'я можна віднести до апогранітів сублужного типу. Вони є проміжними утвореннями між літіоніт-амазоніт-альбітитовими і біотит-альбітитовими апогранітами. На прикладі розглянутих порід можна простежити лише початкові стадії метасоматичного процесу, під час якого винесення речовини переважало над перевідкладенням. Істотного нагромадження корисних елементів у породах, розкритих ерозійним зрізом, не відбувалось.

Дослідження включень мінералоутворювального середовища топазу, кварцу, флюориту, ксенотиму й пізнього альбіту дало змогу Б. Зацисі (Zatsikha, 1972) стадіально охарактеризувати формування післямагматичної мінералізації гранітоїдів Кам'яних Моги́л (таблиця).

На завершення наведемо ще такі напрацьовані нами типоморфні ознаки (критерії) післямагматичного перетворення гранітів, яке сприяє появі рідкіснометалевої мінералізації:

1. Високотемпературна перекристалізація (грануляція) зерен кварцу, в процесі якої вони (зерна) гублять (залежно від ступеня її прояву) Al-O^- , Ti^{3+} та інші домішкові (точкові) дефекти, збагачуються об'ємними дефектами (включеннями), зменшують об'ємну вагу, стають більш пористими і проникними для чергових порцій флюїдів. Це одна з причин супроводу апогранітів метасоматитами.

2. У процесі перетворення гранітів амфібол зникає, аніт-1М збагачується Al_{Vr} , Li, переходячи в сидерофіліт-1М, інколи — 2М₁. У метасоматитах утворюються слюди Li-Fe ізо-

морфного ряду. Первісний мусковіт має структуру $2M_1$, пізніше в метасоматитах росте Fe-мусковіт-1M.

3. Порфіроподібні вкрапленики калієвого польового шпату наділені ознаками метакристалів, а їхній структурний стан відповідає високій упорядкованості (максимальний мікроклін) і відповідальний за його слабку термolumінесценцію.

4. Склад включень у мінералах різних стадій перетворення гранітів змінюється порізному. Статистично намічається тенденція збільшення відношення $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ зі зниженням температури перетворення гранітів.

Генезис онгонітів Приазов'я. Онгоніти, за визначенням В. Коваленка і Н. Коваленко (1976, 1977), — це субвулканічні Li-F граніти. В Україні дайкові породи, діагностовані як онгоніти, вперше виявлені В.Ф. Раздорозним (Litvin et al., 1988), досліджені в ІГМР НАН України та Інституті геологічних наук НАН України (Litvin et al., 1988; Shatalov, Vasylenko, Kiselev, 1990). Їхні результати стали основою нашого викладу.

У Західному Приазов'ї виявлено дві крутопадаючі дайки, які залягають у метаморфічних породах докембрію поблизу інтрузії гранітів. Дайка I цілковито складена афіровим онгонітом, має потужність ≈ 5 м, характеризується неоднорідною будовою. Характерна особливість — наявність у білій дрібнозернистій масі відносно великих (до 1,0 см) ізометричних і наче оплавлених фенокристалів темно-сірого кварцу.

Дайка II потужністю 7 м складена кварцовим порфіром (вкрапленики — кварц, лужний польовий шпат, альбіт). Простежується зональність — афірова порода домінує в ендоконтакті, порфірова — у осьовій частині дайки. Загальна особливість дайок — підвищений вміст F і Li. Біляконтактові зони збагачені Na_2O , Al_2O_3 , F, у центрі виявлено підвищену концентрацію K_2O , відповідно в перших зафіксовано підвищений вміст альбіту, у центрі — калієвого польового шпату та кварцу. Як акцесорні мінерали присутні топаз і флюорит. Кварц утворює ізометричні вкрапленики розміром до 1 см і входить до

Схема стадійності розвитку післямагматичної мінералізації гранітоїдів (Zatsikha, 1972)

Scheme of the stages of development of post-magmatic mineralization of granitoids (Zatsikha, 1972)

Stages of mineral formation	T environment, °C	Nature of solutions (pH) at normal temperature	Main minerals	Accessory minerals
Microclinization	500—600	Alkaline	Microcline, Biotite II	
Albitization	430	Alkaline	Albite II, Muscovite	Tantalite-columbite
<i>Greisenization</i>				
Topazization	430	Strongly acidic		Topaz
Silicification	430—340		Quartz	
Fluoritization	430—320	6.2—5.8	Fluorite {100}	
Crystallization of sulfides	320		Pyrite	Molybdenite?
<i>Late albitization</i>				
Formation of albitite zones	420—290	Alkaline	Albite II, Muscovite II	
Regeneration of quartz	290—200	7.7—8.5	Quartz	
<i>Heterogenization of solutions, T = 200 °C, P = 655 atm</i>				
Xenotime crystallization	210—200	8.5		Xenotime
Growth of colorless quartz	190—160	8.5	Quartz	Calcite, Parisite, Bastnaesite
Vein fluoritization	155—145	6.2—5.8	Fluorite {100}	
Growth of fluorite crystals	130—125	5.0—5.4	Fluorite {111}	
Deposition of chalcedony-like quartz	120—90		Quartz, pyrite	

складу основної маси породи. Альбіт також виріс у вигляді вкраплеників і дрібних зерен основної маси. Слюда рівномірно розподілена в основній масі породи. За оптичними константами вона відповідає (стара термінологія) цинвальдиту і залістому лепідоліту.

Особлива, незвична для рідкіснометалевих гранітів, кристалохімія лужного польового шпату віддзеркалює термічну історію онгонітів. Він утворює облямівки навколо вкраплеників альбіту та кварцу, а також самотійні порфірові вкрапленики розміром до 2 см. Вміст пертитів (альбітової фази) у складі вкраплеників коливається у межах 20—70 %. Лужний польовий шпат входить також до складу основної маси породи, ймовірно, в формі санідину або анортклазу. Практично у всіх зразках зафіксовано моноклінну калієву фазу (10—50 %). Чисто триклінні (мікрокліни) або моноклінні (ортотклази) лужні польові шпати трапляються рідко. Ступінь рентгенівської триклінності у гетерофазних зразках коливається від 0,3 до 0,7 і лише в мікрокліні сягає 0,9. Упорядкованість (t_1) змінюється в межах 0,80—0,86. Значення t_1 для істотно моноклінної й триклінної фаз близькі та, ймовірно, відповідають структурному стану відповідно криптозdvійникового та незdvійникового калієвого польового шпату.

Отже, на відміну від одноманітних з точки зору структурного стану калієвої фази (переважає максимальний мікроклін) жильних Li-F гранітів і площових рідкіснометалевих гранітів, онгоніти у вкраплениках містять неоднорідний лужний польовий шпат: 1) пертитовий (до 70 % альбітової фази, наслідок прояву високотемпературного необмеженого ізоморфізму $K \leftrightarrow Na$); 2) структурно представлений двома видами — моноклінним і триклінним калієвим польовим шпатом. Звідси впливає корінна відмінність Li-F гранітів і онгонітів: перші є низько-, а другі — високотемпературними утвореннями. Це підтверджено результатами дослідження включень мінералоутворювального середовища (див. нижче). До того ж між онгонітами та згаданими рідкіснометалевими гранітами є чимало схожих рис — у обох підвищений вміст Li і F, наявні Li-Fe слюди, близький ідіоморфізм і порядок виділення

кварцу та польового шпату; у дайці I трапляються онгоніти з підвищеним вмістом натрію ($Na > K$).

Чи не найбільше генетичної інформації заховано у включеннях мінералоутворювального середовища, виявлених і досліджених у кварці (Litvin et al., 1988). Для встановлення умов його утворення використано насамперед поодинокі включення або групи з декількох включень, які не мають зв'язку з тріщинами. Форма їх ізометрична, часто у вигляді від'ємних кристалів. Найголовніші результати дослідження включень такі:

1. У включеннях спостерігаються різні тверді фази, зокрема флюорит і топаз, але відсутній газовий пухирець.

2. Наявність флюориту та топазу у включеннях свідчить, що вони є продуктом розкристалізації сольового фтористого розплаву. З даних термометричного дослідження включень, які захопили фтористий розплав, можна вважати, що температура захоплення включень була не нижче 1140 °C, тобто температура плавлення останнього мінералу-в'язня.

3. На підставі результатів дослідження включень можна стверджувати, що кристалізація онгонітів відбувалась за високої температури, яка на кінцевій стадії росту фенокристалів кварцу становила 1140 °C. Характерна особливість процесу кристалізації онгонітів — низький вміст води та насичення силікатного магматичного розплаву фтором. Тиск на кінцевій стадії росту вкраплеників кварцу сягав значних величин, оскільки зафіксовано відсутність газової фази у включеннях мінералоутворювального середовища.

4. Температура кристалізації онгонітів Приазов'я зіставна з максимальними значеннями температури для аналогічних утворень Ара-Булага (бур. Ара Булаг, Забайкалля) і г. Онгон-Хайрхан (Монголія). Підйом і охолодження онгонітової магми були порівняно швидкими. Про це свідчать розтріскані включення (спад зовнішнього тиску за сталої температури), наявність дрібнокристалічної фтористої речовини у деяких включеннях, різний ступінь розкристалізації основної маси породи.

Висновки. 1. Напрацьована нова гіпотеза генезису (походження) Li-F гранітів: жильні

Li-F граніти Коростенського плутону — продукти кристалізації глибинних флюїдних потоків, які проникли в тріщинні порожнини гранітів і основних порід після формування магматичних масивів.

2. Лізниківські граніти — метасоматично змінені різновікові рапаківіподібні біотит-амфіболові граніти південної частини Коростенського плутону. Метасоматоз гранітів відбувався, ймовірно, під дією глибинних флюїдних потоків, народжених тектонічними порушеннями Тетерівського глибинного розлому.

3. Рідкіснометалеві граніти кам'яномогильського комплексу Приазов'я — первісно гіпабісальні магматичні утворення, які згодом метасоматично змінювались. Найяскравіше проявились такі процеси — біотитизація, мікроклінізація, грейзенізація й альбітизація. Метасоматоз супроводжувався рідкіснометалевою мінералізацією. Сидерофіліт у процесі метасоматозу адекватно змінювався, залучаючи в свою структуру літій: сидерофіліт — Li-сидерофіліт — протолітіоніт — цинвальдит (лише у пегматитах). Метасоматично змінені граніти кам'яномогильського комплексу, як і лізниківські граніти, зазнали глибокого ерозійного зрізу і тому не є перспективними об'єктами на рідкіснометалеве зруденіння.

4. Онгоніти Приазов'я — високотемпературні геологічні утворення. Ця особливість їхнього генезису яскраво віддзеркалена в ти-

поморфізмі лужного польового шпату та включень мінералоутворювального середовища, законсервованого у фенокрисалах кварцу. Лужний польовий шпат онгонітів зародився і виріс за високої температури, пройшов моноклінно-триклінну інверсію і набув неоднорідної будови — структурно представлений двома видами — моноклінним і триклінним калієвим польовим шпатом. З даних термометричного дослідження включень, які захопили фтористий розплав, можна вважати, що температура захоплення включень була не нижчою за 1140 °С.

5. Рідкіснометалеві граніти поширені лише на території Українського щита, здебільшого у Волинському та Приазовському мегаблоках. Вони являють собою гіпабісальні утворення, ізофаціальні з камерними пегматитами, з якими нерідко зближені територіально. За температурою утворення поділяються на високо- (онгоніти Приазов'я), середньо- (кам'яномогильський комплекс Приазов'я), низькотемпературні (Li-F граніти Коростенського плутону). З глибиною і зростанням літостатичного тиску рідкіснометалеві граніти зникають, натомість з'являються і розвиваються рідкіснометалеві пегматити. Мінералого-геохімічна схожість Li-F гранітів і зони вилуговування камерних пегматитів, сформованої унаслідок дії глибинних флюїдних потоків, розтлумачена наявністю спільного джерела живлення — глибинних флюїдних потоків.

REFERENCES / ЛІТЕРАТУРА

- Beus, A.A., Severov, E.A., Sitnin, A.A. and Subbotin, K.D. (1962), *Albitized and greisenized granites (apogranites)*, USSR Acad. Sci., Moscow, 196 p. [in Russian].
- [Беус, А.А., Северов, Э.А., Ситнин, А.А., Субботин, К.Д. (1962), *Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)*. Москва: Изд-во АН СССР. 196 с.]
- Davidkovsky, O.R. and Zinchenko, O.V. (1990), *Geol. Journ.*, No. 6, Kyiv, pp. 58-69 [in Russian].
- [Давидковский, О.Р., Зинченко О.В. (1990), *Геол. журн.* № 6. С. 58—69.]
- Esipchuk, K.E., Sheremet, E.M., Zinchenko, O.V. and etc. (1990), *Petrology, geochemistry and ore content of intrusive granitoids of the Ukrainian Shield*, in Shcherbakov, I.B. (ed.), Nauk. dumka, Kyiv, 236 p. [in Russian].
- [Есипчук, К.Е., Шеремет, Е.М., Зинченко, О.В. и др. Отв. ред. Щербаков И.Б. (1990), *Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита*. Киев: Наук. думка. 236 с.]
- Gurskyi, D.S., Yesipchuk, K.Yu., Kalinin, V.I., Kulish, Ye.O., Nechaev, S.V., Tretyakov, Yu.I., Shumlyanskyi, V.O. (2006), *Metallic minerals*, Vol. I, Center of Europe, Kyiv-Lviv, pp. 270-291 [in Ukrainian].
- [Гурський, Д.С., Єсипчук, К.Ю., Калінін, В.І., Куліш, Є.О., Нечаєв, С.В., Третяков, Ю.І., Шумлянський, В.О. (2006), *Металічні корисні копалини*. Т. I. Київ-Львів: Вид. Центр Європи. С. 270—291.]
- Kovalenko, V.I. (1997), *Petrology and geochemistry of rare-metal granitoids*, Nauka, Novosibirsk, 208 p. [in Russian].
- [Коваленко, В.І. (1997), *Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов*. Новосибирск: Наука. 208 с.]
- Kovalenko, V.I. and Kovalenko, N.I. (1976), *Ongonites are subvolcanic analogues of rare-metal lithium-fluoride granites*, Nauka, Moscow, 127 p. [in Russian].

- [Коваленко, В.И., Коваленко, Н.И. (1976), *Онгониты — субвулканические аналоги редкометальных литий-фтористых гранитов*. Москва: Наука. 127 с.]
- Litvin, A.L., Voznyak, D.K., Melnikov, A.S. and Razdorozhny, V.F. (1988), *Geol. Journ.*, No. 5, Kyiv, pp. 112-118 [in Russian].
- [Литвин, А.Л., Возняк, Д.К., Мельников, А.С., Раздорозный, В.Ф. (1988), *Геол. журн.* № 5. С. 112—118.]
- Lyashkevich, Z.M. (1968), *Mineral. coll. Lvov Geol. Society*, No. 22, Iss. 2, Lvov, pp. 150-155 [in Russian].
- [Ляшкевич, З.М. (1968), *Минерал. сб. Львов геол. об-ва*. № 22, вып. 2. С. 150—155.]
- Lyashkevich, Z.M. (1971), *Metasomatites of the Eastern Azov region*, Nauk. dumka, Kyiv, 203 p. [in Russian].
- [Ляшкевич, З.М. (1971), *Метасоматиты Восточного Приазовья*. Киев: Наук. думка. 203 с.]
- Lyashkevich, Z.M. and Zatsikha, B.V. (1965), *Mineral. coll. Lvov Univ.*, No. 19, Iss. 2, Lvov, pp. 198-207 [in Russian].
- [Ляшкевич, З.М., Зацыха, Б.В. (1965), *Минерал. сб. Львов. ун-та*. № 19, вып. 2. С. 198—207.]
- Marchenko, E.Ya., Metalidi, S.V., Potebnya, M.T., Parkhomenko, V.N., Honcharova, E.I. and Vasenko, V.I. (1984), *Reps SSSR Acad. Sci.*, Vol. 275, No. 5, pp. 1146-1149 [in Russian].
- [Марченко, Е.Я., Металиди, С.В., Потебня, М.Т., Пархоменко, В.Н., Гончарова, Е.И., Васенко, В.И. (1984), *Докл. АН СССР* **275**, № 5. С. 1146—1149.]
- Matkovskiy, O., Naumko, I., Pavlun, M. and Slyvko, Ye. (2021), *Thermobarogeochemistry in Ukraine*, Prostir, Lviv, 282 p. [in Ukrainian].
- [Матковський, О., Наумко, І., Павлун, М., Сливко, Є. (2021), *Термобарогеохімія в Україні*. Львів: Простір. 282 с.]
- Matyash, I.V., Lytovchenko, A.S., Bagmut, N.N. and Proshko, V.Ya. (1981), *Radio spectroscopy of feldspars*, Nauk. dumka, Kyiv, 168 p. [in Russian].
- [Матяш, И.В., Литовченко, А.С., Багмут, Н.Н., Прошко, В.Я. (1981), *Радиоспектроскопия полевых шпатов*. Киев: Наук. думка. 168 с.]
- Mytrokhyn, O.V. (2011), *Anorthosite-rapakivigranite formation of the Ukrainian Shield (geology, material composition and conditions of formation)*, Abstract of DrSc diss. geol. sci., Kyiv, 35 p. [in Ukrainian].
- [Митрохин, О.В. (2011), *Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування)*: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ. 35 с.]
- Pavlyshyn, V.I. (1983), *Tyromorphism of quartz, micas and feldspars in endogenous formations*, Nauk. dumka, Kyiv, 232 p. [in Russian].
- [Павлишин, В.И. (1983), *Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях (на примере минеральных комплексов Украины)*. Киев: Наук. думка. 232 с.]
- Pavlyshyn, V.I. and Cherniyenko, N.M. (2023), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 45, No. 1, Kyiv, pp. 3-20 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.003>
- [Павлишин, В.І., Чернієнко, Н.М. (2023), *Мінерал. журн.* **45**, № 1. С. 3—20.]
- Pavlyshyn, V.I. and Cherniyenko, N.M. (2024), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 46, No. 2, Kyiv, pp. 3-18 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.46.02.003>
- [Павлишин, В.І., Чернієнко, Н.М. (2024), *Мінерал. журн.* **46**, № 2. С. 3—18.]
- Pyatenko, I.K., Sitnin, A.A. and Lavrynenko, A.F. (1966), *Soviet Geology*, No. 12, pp. 81-98 [in Russian].
- [Пятенко, И.К., Ситнин, А.А., Лавриненко, А.Ф. (1966), *Советская геология*. № 12. С. 81—98.]
- Voznyak, D.K., Bugaenko, V.M., Galaburda, Yu.A., Melnikov, V.S., Pavlyshyn, V.I., Bondarenko, S.M. and Syomka, V.O. (2000), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 12, No. 1, Kyiv, pp. 21-41 [in Ukrainian].
- [Возняк, Д.К., Бугаєнко, В.М., Галабурда, Ю.А., Мельников, В.С., Павлишин, В.І., Бондаренко, С.М., Сьомка, В.О. (2000), *Мінерал. журн.* **22**, № 1. С. 21—41.]
- Vozniak, D.K. and Kalyuzhnyi, V.A. (1976), *Mineral. coll. Lvov Univ.*, No. 30, Iss. 2, Lvov, pp. 31-40 [in Russian].
- [Возняк, Д.К., Калюжний, В.А. (1976), *Минерал. сб. Львов ун-та*. № 30, вып. 2. С. 31—40.]
- Vozniak, D.K. and Kalyuzhnyi, V.A. (1977), *Mineral. coll. Lvov Univ.*, No. 31, Iss. 2, Lvov, pp. 22-30 [in Russian].
- [Возняк, Д.К., Калюжний, В.А. (1977), *Минерал. сб. Львов ун-та*. № 31, вып. 2. С. 22—30.]
- Voznyak, D.K. and Pavlyshyn, V.I. (2008), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 30, No. 1, Kyiv, pp. 5-20 [in Ukrainian].
- [Возняк, Д.К., Павлишин, В.І. (2008), *Мінерал. журн.* **30**, № 1. С. 5—20.]
- Zatsikha, B.V. (1968), in: *Mineralogical thermometry and barometry*, Vol. 2, Nauka, Moscow, pp. 219-223 [in Russian].
- [Зацыха, Б.В. (1968), В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия*. Т. 2. Москва: Наука. С. 219—223.]
- Zatsikha, B.V. (1972), in: *Ore-forming environment on inclusions in minerals*, Nauka, Moscow, pp. 178-184 [in Russian].
- [Зацыха, Б.В. (1972), В кн.: *Рудообразующая среда по включениям в минералах*. Москва: Наука. С. 178—184.]
- Zinchenko, O.V. (1982), *Reps UkrSSR Acad. Sci., Ser. B*, No. 1, pp. 13-15 [in Russian].
- [Зинченко, О.В. (1982), *Допов. АН УРСР. Сер. Б*. № 1. С. 13—15.]
- Zinchenko, O.V., Bernasovskaya, O.F., Latysh, V.T., Tsybulsky, V.I. and Shcherbina, R.N. (1985), *Vestnyk Kyiv. Univ.*, Kyiv, No. 4, pp. 26-31 [in Russian].

- [Зинченко, О.В., Бернасовская, О.Ф., Латыш, В.Т., Цыбульский, В.И., Щербина, Р.Н. (1985), *Вестн. Киев. ун-та*, № 4. С. 26—31.]
- Zinchenko, O.V., Galaburda, Yu.A., Grinchenko, V.F., Parkhomchuk, V.N. and Shcherbina, R.N. (1991), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, No. 3, pp. 42-52 [in Russian].
- [Зинченко, О.В., Галабурда, Ю.А., Гринченко, В.Ф., Пархомчук, В.Н., Щербина, Р.Н. (1991), *Минерал. журн.* № 3. С. 42—52.]
- Zinchenko, O.V. and Lazareva, I.I. (2000), in coll: *Geology and magmatism of the Precambrian of the Ukrainian Shield*, Kyiv, pp. 185-187 [in Ukrainian].
- [Зинченко, О.В., Лазарева, І.І. (2000), У зб.: *Геологія і магматизм докембрію Українського щита*. Київ. С. 185—187.]
- Shatalov, N.N., Vasylenko, V.V. and Kiselev, V.A. (1990), *Geol. Journ.*, No. 6, Kyiv, pp. 45-57 [in Russian].
- [Шаталов, Н.Н., Васильченко, В.В., Киселев, В.А. (1990), *Геол. журн.* № 6. С. 45—57.]
- Sheremet, E.M. and Esyrychuk, K.E. (1990), In book: *Petrology, geochemistry and ore bearing of intrusive granitoids of the Ukrainian Shield*. Nauk. dumka, Kyiv, pp. 175-183 [in Russian].
- [Шеремет, Е.М., Есипчук, К.Е. (1990), В кн. *Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита*. Киев: Наук. думка. С. 175—183.]
- Sheremet, E.M., Kryvdik, S.G. and Sedova, E.V. (2014), *Rare-metal granites of the Ukrainian Shield (petrology, geochemistry, geophysics and ore content)*, Publ. Knowledge, Donetsk, 250 p. [in Russian].
- [Шеремет, Е.М., Кривдик, С.Г., Седова, Е.В. (2014), *Редкометальные граниты Украинского щита (петрология, геохимия, геофизика и рудоносность)*. Донецк: Изд-во Ноулидж. 250 с.]
- Sheremet, E.K., Panov, B.S. and Kolomiets, G.D. (1984), *Reps UkrSSR Acad. Sci., Ser. B*, No. 3, pp. 32-34 [in Russian].
- [Шеремет, Е.К., Панов, Б.С., Коломиец, Г.Д. (1984), *Докл. АН УССР. Сер. Б.* № 3. С. 32—34.]
- Sheremet, E.M., Sedova, E.V., Strekozov, S.N., Kryvdik, S.G., Pigulevsky, P.I., Nikolaev, I.Yu., Borodynya, B.V., Hruha, V.V., Nikolaev, Yu.I., Setaya, L.D., Agarkova, N.G. and Fedotov, S.M. (2013), *Petrology, geophysics and ore bearing of rare-metal granites of the Azov region (Ukrainian Shield)*, Publ. Knowledge, Donetsk, 214 p. [in Russian].
- [Шеремет, Е.М., Седова, Е.В., Стрекозов, С.Н., Кривдик, С.Г., Пигулевский, П.И., Николаев, И.Ю., Бородиня, Б.В., Груба, В.В., Николаев, Ю.И., Сетая, Л.Д., Агаркова, Н.Г., Федотов, С.М. (2013), *Петрология, геофизика и рудоносность редкометальных гранитов Приазовья (Украинский щит)*. Донецк: Ноулидж. 214 с.]
- Sobolev, V.S. (1947), *Petrology of the Eastern part of the complex Korosten pluton*, Publ. Lvov Gos. Univ., Lvov, 140 p. [in Russian].
- [Соболев, В.С. (1947), *Петрология восточной части сложного Коростенского плутона*. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та. 140 с.]
- Yurk, Yu.Yu. (1956), *Granites and pegmatites of the Ukrainian crystalline shield*, Publ. House UkrSSR Acad. Sci., Kyiv, 123 p. [in Russian].
- [Юрк, Ю.Ю. (1956), *Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита*. Киев: Изд-во АН УССР. 123 с.]

Received 24.03.2024

V.I. Pavlyshyn, DrSc (Geology, Mineralogy), Prof.

Academician of the Higher School of Ukraine, Head of Department

E-mail: V.I.Pavlyshyn@gmail.com; ResearcherID: D-6558-2019

N.M. Cherniyenko, PhD (Geology), Senior Research Fellow

E-mail: nata.cherniyenko@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-1831-234X>

I.M. Lunova, PhD (Geology), Research Fellow

E-mail: gerasimetsirina@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-4670-0216>

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine

34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

LITHIUM IN THE SUBSOIL OF UKRAINE

Part 7. Genesis of lithium-bearing objects: rare-metal granites of the Ukrainian Shield

In the genetic sense, the following lithium-bearing objects have been characterized: vein Li-F granites and areal Liznykivsky granites of the Korosten pluton, rare-metal granites of the *Kamianomohylsky* complex, and ongonites of the Azov region. Most researchers consider Li-F granites as the final phase of magmatism of the *Korostensky* complex. Our conclusion differs from the mainstream view: vein Li-F granites of the pluton are products of crystallization of deep fluid flows that penetrated into the fissure cavities of the pluton rocks after the formation of magmatic massifs. In our opinion, the Liznykivsky granites are metasomatic formations that have developed on different-age rapakivi-like biotite-amphibole granites under the influence of deep fluid flows. The rare-metal granites of the *Kamianomohylsky* complex form three massifs in the Azov region: *Kamiana Mohyla*, *Katerynivsky* and *Starodubivsky*. Initially, all granite massifs were formed in the process of crystallization of magmatic melt, which later changed to metasomatic alteration of granites. Post-magmatic changes in granites that contributed to the development of rare metal mineralization include: 1) biotitization; 2) microclinization; 3) early albitization; 4) greisenization; 5) late albitization. According to the data of thermobarogeochemical studies, the stage-by-stage development of the post-magmatic alteration of the *Kamiana Mohyla* granitoids was substantiated and physicochemically characterized: microclinization (500-600 °C), albitization (430 °C), topazization (430 °C), silicification (430-440 °C), sulfidization (320 °C), late albitization (290-420 °C), crystallization of xenotime (200-210 °C), vein fluoritization and the growth of fluorite crystals (125-155 °C). The crystallization of ongonites took place at high temperature, which was 1140 °C at the final stage of quartz phenocrysts growth.

Keywords: genesis of rare-metal granites, genesis of Li-F granites, *Kamianomohylsky* complex, Liznykivsky granites, genesis of ongonites, erosional cut.