

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.102>
УДК 549.65+553.493 (477.7)

В.О. Сьомка, д-р геол. наук, старш. наук. співроб.

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

E-mail: syomka1949@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-5202-4045>

О.М. Пономаренко, д-р геол. наук, акад. НАН України, проф., дир.

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

E-mail: pan.igmof@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-5179-6091>

Л.М. Степанюк, д-р геол. наук, чл.-кор. НАН України, проф., заст. дир.

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

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

С.М. Бондаренко, канд. геол. наук, старш. наук. співроб.

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

E-mail: sbond.igmr@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-7948-3583>

В.В. Сукач, д-р геол. наук, старш. дослід., зав. від.

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

E-mail: svital@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0002-4710-7230>

С.І. Курило, канд. геол. наук, наук. співроб.

Інститут наук про Землю, Словацька Академія наук
974 11, м. Банська Бистриця, Словачія, вул. Думб'єрська, 1

E-mail: kurylo.sergiy@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

М.О. Донський, канд. геол. наук, старш. наук. співроб.

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

E-mail: donskey@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0002-3037-6346>

ЛІТІЄВІ РУДИ СТАНКУВАТСЬКОГО І ПОЛОХІВСЬКОГО РУДНИХ ПОЛІВ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Наведено нові результати мінералого-петрографічного та рудно-геохімічного дослідження літієвих пегматитів та вмісних порід Станкуватського і Полохівського рудних полів західної частини Інгульського мегаблоку Українського щита. Наведено петрографічну характеристику вмісних порід, серед яких виділено граніти, метапеліти, метабазити і ультрабазити. Уран-свинцевим ізотопним методом досліджено монацити із апліто-пегматоїдних гранітів, з якими генетично пов'язані літієві пегматити. На підставі цих досліджень вік формування апліто-пегматоїдних гранітів визначено в межах 2026—2042 млн рр. Формування літієвих пегматитів відбувалось у дві стадії: 1) магматична — утворення первинних безрудних кварц-альбіт-мікроклінових пегматитів; 2) гідротермально-метасоматична — вплив збагаченого на рідкісноземелеві елементи залишкового флюїду на попередньо сформовані мінерали, про що свідчить наявність кількох генерацій літієвих і породоутворювальних мінералів. Первинна магма була пересиченою на глинозем,

Цитування: Сьомка В.О., Пономаренко О.М., Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Сукач В.В., Курило С.І., Донський М.О. Літієві руди Станкуватського і Полохівського рудних полів (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 4. С. 102—124. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.102>

збіднена на мафічні компоненти та недосичена водою. У досліджуваних пегматитах першим кристалізувався альбіт, згодом сумісно кристалізувались альбіт і кварц, вже наприкінці кристалізації сформувались мікроклін і кварц у центральній частині пегматитових жил. Провідна роль належить петалітовому (у межах Полохівського родовища) та змішаному петаліт-сподуменовому (Станкуватське рудне поле) типам руд. Виконано мікрозондові дослідження хімічного складу акцесорної мінералізації, представлені трифіліном, монтебразитом та іншими фосфатами літію. Ці мінерали зафіксовано як у пегматитах, так і в метасоматично змінених вмисних породах, вони можуть бути надійним мінералогічним критерієм для геологопошукових робіт на літій в інших ділянках Шполянсько-Ташлицького рудного району.

Ключові слова: Полохівське родовище, Станкуватське родовище, апліто-пегматоїдні граніти, уран-свинцевий вік, літйєві пегматити, мінералогія, петаліт, сподумен, трифілін, монтебразит.

Вступ. За останні десятиріччя у всьому світі різко зріс інтерес до пошуків нових і розвідки вже відомих, рентабельних для освоєння, родовищ рідкісних металів у зв'язку з розширенням діапазону їх застосування в провідних областях науки і техніки. Особливо цікавим є літій, який широко застосовують у виробництві акумуляторів для електромобілів. Передбачають, що 2030 р. у світі буде 125 млн автомобілів, тобто на 40 % більше, ніж зараз, тому літій називають золотом ХХІ сторіччя.

До теперішнього часу на Українському щиті (УЩ) літйєві родовища, пов'язані з пегматитами (рис. 1), відомі в Криворізько-Кременчуцькій шовній тектонічній зоні (Жовторіченське і Комендантівське) та Приазовському мегаблоці (Шевченківське і Крута Балка).

У 1989—1990 роках у західній частині Інгульського мегаблоку УЩ (Голованівська шовна зона) виявлений новий Шполянсько-Ташлицький рудний район (ШТРР) розвитку літйєвих пегматитів з комплексною рудною спеціалізацією (рис. 1). У результаті геологорозвідувальних робіт літйєві пегматити відкриті в обрамленні Липнязького купола апліто-пегматоїдних гранітів (Полохівське та Стакуватське рудні поля). Також тут виявлена низка рудопроявів золота, ніобію, танталу, стануму, вісмуту та берилію.

Літйєві пегматити Полохівського та Станкуватського рудних полів належать до надзвичайно рідкісних геологічних об'єктів, в яких головним мінералом літйю є петаліт, а в підпорядкованій кількості наявний сподумен. В акцесорних кількостях наявні літйєві фосфати, є також мінералізація стануму, ніобію, танталу та берилію.

Виконані виробничими організаціями та науково-дослідними установами перші технологічні випробування літйєвих пегматитів

показали їхню кондиційність для видобування літйю, виробництва літйєвої кераміки та супутнього вилучення ніобію, танталу, олова та берилію. Не виключена можливість використання метасоматично змінених вмисних порід екзоконтактових зон пегматитів із метою комплексного вилучення з них літйю, рубідію та цезію.

Водночас загальногеологічна ситуація в західному обрамленні Корсунь-Новомиргородсько-Новоукраїнської плутонічної системи дає змогу припускати вірогідність виявлення тут нових літйєвих родовищ. Тому вивчення літйєвих пегматитів у межах Станкуватського та Полохівського рудних полів становить великий теоретичний і практичний інтерес, а особливо для виявлення критеріїв пошуку і розвідки аналогічних об'єктів у геологічних структурах Українського щита. Тому нами було виконано мінералого-петрографічні та ізотопно-геохімічні дослідження літйєвих пегматитів та визначений хімічний склад мінералів-концентраторів літйю, отримані результати викладені у цій статті.

Зразки та методи досліджень. Дослідження базуються на оригінальному кам'яному матеріалі, зібраному в процесі виконання коштом державного бюджету України науково-дослідних робіт в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України.

Мінералого-петрографічні дослідження зразків виконані у відділі геології та геохімії рудних родовищ ІГМР НАН України.

Радіогеохронологічні дослідження здійснено за монацитом, що виділений із різних генетичних типів гранітів Шполянсько-Ташлицького рудного району у відділі радіогеохронології ІГМР НАН України.

Дослідження хімічного складу літйєвих мінералів виконано в Інституті наук про Землю

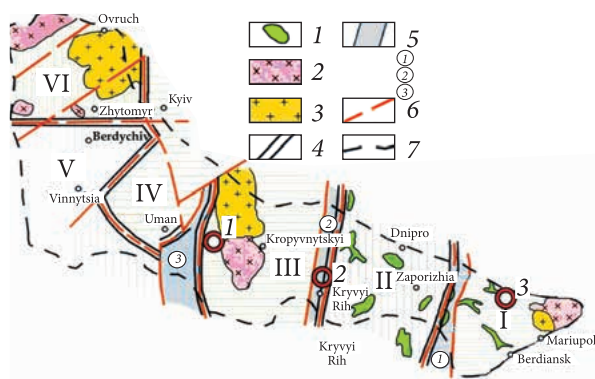


Рис. 1. Геологічна схема блокового поділу УЩ: 1 — архейські зеленокам'яні структури; 2 — палеопротерозойські габро-діорит-гранітні масиви; 3 — мезопротерозойські габро-анортозит-рапаківігранітні і габро-сієніт-гранітні плутони; 4 — границі мегаблоків. Мегаблоки: I — Приазовський, II — Середньопридніпровський, III — Інгульський, IV — Росинсько-Тикицький, V — Дністровсько-Бузький, VI — Волинський; 5 — шовні тектонічні зони (1 — Оріхово-Павлоградська, 2 — Криворізько-Кременчуцька, 3 — Голованівська). Родовища літію (в колах): 1 — Полохівське і Станкуватське; 2 — Жовторіченське і Комендантівське, 3 — Шевченківське і Крута Балка; 6 — основні глибинні розломи; 7 — границя Українського щита

Fig. 1. Sketch map of tectonic block structure of the Ukrainian Shield: 1 — Achaean greenstone structures; 2 — Paleoproterozoic gabbro-diorite-granite massifs; 3 — Mesoproterozoic gabbro-anorthosite-rapakivigranite and gabbro-syenite-granite plutons; 4 — borders of megablocks. Megablocks: I — Periazov, II — Middle-Dnieper, III — Inhul, IV — Ros-Tikych, V — Dniester-Buh, VI — Volyn; 5 — suture tectonic zones (1 — Orichovo-Pavlogradaska, 2 — Kryvyi Rih-Kremenchutska, 3 — Golovanivska). Lithium deposits (in circles): 1 — Polokhivka and Stankuvatka; 2 — Zhovta Richka and Komendantivske; 3 — Shevchenkivske and Kruta Balka; 6 — main deep faults; 7 — border of the Ukrainian Shield

Словацької АН, м. Банська-Бистриця, на приладі *Microprobe JEOL JXA-8530F* (оператор С. Курило).

Геологічна будова району досліджень. ШТРР розташований у західній частині Інгульського мегаблоку (Голованівська шовна зона) і охоплює лівобережжя р. Синюха; на півночі обмежується р. Шполка, а на півдні — р. Чорний Ташлик. Протяжність району у субмеридіональному напрямку більше 100 км за ширини 30—35 км.

У структурному плані цей синклінорій розташований у західній периферії Корсунь-Новомиргородського плутону гранітів рапа-

кві і Новоукраїнського масиву порфіробластових трахітоїдних гранітів. Із заходу район обмежений Голованівською шовною структурою архею, яка частково активізована в нижньому протерозої.

Тектонічний план району досліджень визначають синформи дислокованого амфіболіто-гнейс-кристалосланцевого субстрату інгуло-інгулецької серії та куполи і брахіантикліналі протерозойських апліто-пегматоїдних калієвих гранітів. У екзоконтакті гранітних куполів виявлено рідкіснометалеві пегматити, золотоносні метасоматити, шеелітоносні скарни, породи піроксеніт-габро-перидотитової плутонічної формації та дайки есексит-камptonітового складу [2, 3]. Гранітні пегматити ШТРР зазнали інтенсивних динамометаморфічних та автометасоматичних перетворень [1, 4].

Полохівське рудне поле (ПРП) розташоване у західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківі-гранітного плутону (рис. 2) і має у своєму складі декілька ділянок розвитку рідкіснометалевих пегматитів. Із рудоносною ділянкою у безпосередній близькості від плутону пов'язане однойменне Полохівське родовище літію. До Петроострівської ділянки, розташованої на північний захід від Полохівського літєвого родовища, належать рудопрояви Мостовий та декілька дрібних об'єктів (Копанки, Вись, Ярошівка), які характеризуються рудопроявами Та-Nb-Sn мінералізації [1]. За даними розрізів деяких глибоких свердловин, рудовмісна товща — це контрастна за складом пачка перешарування різною мірою гранітизованих біотитових, гранат-біотитових, кордієрит-біотитових, графіт-біотитових гнейсів. Метаморфічні породи пронизані численними ін'єкціями жилоподібних тіл апліто-пегматоїдних альбіт-мікроклінових гранітів.

Полохівське родовище приурочене до північно-східної частини масиву метасоматично змінених лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів. Зруденіння в більшості випадків контролюється розривними порушеннями та метасоматичними зонами грейзенізації, що просторово тяжіють до екзоконтактової зони гранітного масиву [5]. На Полохівському родовищі, яке є найвивчені-

шим, виявлено три рудні зони, які круто падають та залягають субзгідно зі смугастістю гнейсів і лінійністю гранитоїдних ін'єкцій. Провідним типом руд є петалітовий. Мінеральний склад руд, %: петаліт 25—35, альбіт 30—40, калішпат 15—20 і кварц 15—20. У підпорядкованій кількості є сподумен, літіофіліт, гранат, біотит, силіманіт, ставроліт і ганіт. З акцесорних рудних мінералів діагностовано: танталіт-колумбіт, хризоберил, нігерит, каситерит, графіт, станін, молібденіт та сульфіді міді, заліза і цинку. В межах Станкуватського рудного поля (СРП) виявлено промислове родовище літію (Станкуватське) і один рудопрояв (Липнязький).

Станкуватське родовище просторово тяжіє до пластоподібного тіла амфіболітів у південно-західному екзоконтакті Липнязького купола. Родовище простежене за протяганням двома профілями глибоких свердловин на глибину 380 м. Середній мінеральний склад пегматитів такий, %: альбіт 37, калієвий польовий шпат 11, кварц 14, літієві мінерали 35, біотит 0,5, мусковіт 1, силіманіт 1. Кількість літієвих мінералів не витримана і змінюється від поодиноких зерен до 50—55 %, у середньому у рудних перетинах родовища становить 35 %. Літієві мінерали представлені сподуменом і петалітом, у підпорядкованій кількості наявні трифілін і холмквістит. За головними літієвими мінералами виділено три типи руд: сподуменовий, петалітовий і змішаний (сподумен-петалітовий і петаліт-сподуменовий).

Супутня рудна мінералізація складена танталоніобатами, хризоберилом, каситеритом і нігеритом.

Липнязький рудопрояв локалізується в межах північного замикання однойменного купола на контакті з вмісними амфіболітами, перетнутими субзгідними жильними тілами літієвих пегматитів. За хімізмом і мінеральним складом рідкіснометалеві пегматити Липнязького рудопрояву практично не відрізняються від аналогічних порід Станкуватського родовища.

Серед вмісних порід виділяються *граніти, метапеліти, метабазити та ультрабазити*.

Граніти. У ШТРР широко поширені ультраметаморфічні апліто-пегматоїдні граніти кіровоградського комплексу, серед яких ви-

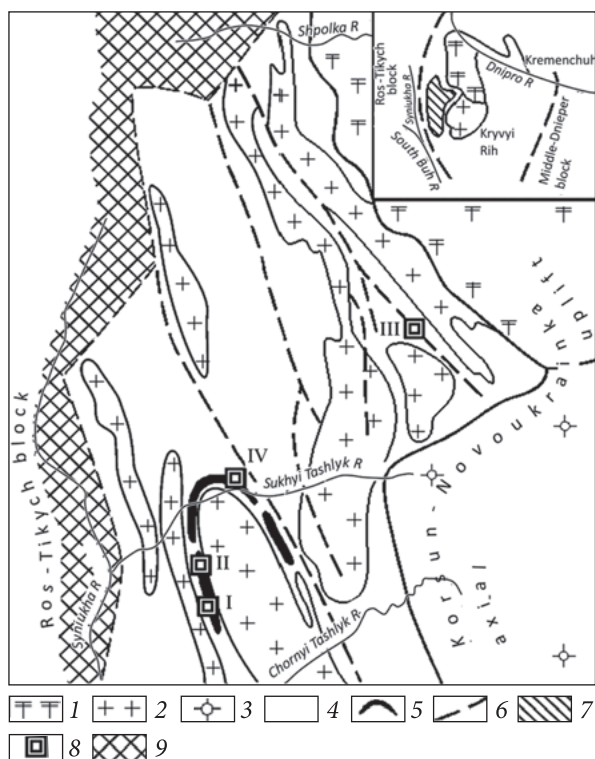


Рис. 2. Схематична геологічна карта Шполянсько-Ташлицького рудного району [4]: 1 — граніти рапаківі й анортозити Корсунь-Новомиргородського плутону; 2 — граніти кіровоградського й житомирського комплексів; 3 — біотитові порфіробластові граніти Новоукраїнського масиву; 4 — гнейси й кристалосланці інгуло-інгулецької серії; 5 — амфіболіти; 6 — розривні порушення; 7 — рідкіснометалевий район; 8 — літієві родовища (I — Надія, II — Станкуватське, III — Полохівське) та рудопрояви (IV — Липнязький); 9 — тектонічна зона

Fig. 2. Geologic sketch map of Shpolia-Tashlyk ore district [4]: 1 — rapakivi granite, anorthosite of Korsun-Novomyrhorod pluton; 2 — granite of the Kirovograd and Zhytomyr complex; 3 — biotite porphyroblastic granite of Novoukrainka massif; 4 — gneiss and crystalline schist of Inhul-Inhulets series; 5 — amphibolite; 6 — fault; 7 — rare metal ore district; 8 — Li-deposits (I — Nadiia, II — Stankuvatka, III — Polokhivka) and ore occurrences (IV — Lypniazhka); 9 — tectonic zone

діляються березівські, липнязькі, ярошівські, дорوفіївські та глodosькі. Характерною ознакою цих гранітів є калієва спеціалізація та наявність рудопроявів рідкісних металів.

Березівські граніти досліджено у відслоненнях правого берега р. Кільчень, в 300 м вище греблі нижнього ставка смт Смоліно. Вони представлені лейкократовими біотитовими та гранат-біотитовими рівномірностерними різновидами. Відрізняються наявністю дрібнозернистих кулястих (1—2 см у

діаметрі) скупчень лусочок біотиту та ізометричних зерен гранату.

Текстура масивна, іноді слабо виражена директивна, що зумовлено орієнтованим розподілом лусочок біотиту в основній масі породи. Структура породи гіпідіобластова, ділянками порфіробластова через появу більших ідіоморфних виділень мікрокліну.

Мінеральний склад породи, %: калішпат (КПШ) 40—45; плагіоклаз 27—32; кварц 18—25; біотит 3—5; гранат 0,5—1. У невеликій кількості присутні мусковіт та хлорит із включеннями рутилу. З інших акцесорних мінералів виявлені монацит, циркон, апатит, а із рудних — магнетит, пірит та поодинокі зерна уранініту.

КПШ представлений мікрокліном, який у порфіробластах досягає розміру 5—7 мм, а в основній дрібнозернистій масі розподілений рівномірно і не перевищує 2 мм за видовженням. Він має ґраткоподібне двійникування і містить пертити (до 20 %), а іноді — дрібні включення плагіоклазу, біотиту та кварцу.

Плагіоклаз представлений заокругленими та таблитчастоподібними зернами зі слабо проявленим двійникуванням і належить до олігоклазу (№ 19—20). Іноді на контакті з мікрокліном спостерігаються мірмекіти. У порфіробластах олігоклазу є ґратчасті антипертити заміщення. Пелітизація і серицитизація в плагіоклазі незначна.

Кварц утворює порфіробласти (розміром до 0,5 см), дрібнозернисту основну масу породи, а також трапляється у вигляді мікрівключень у гранаті та плагіоклазі. Іноді помітні більші (до 1,5 см) гіпідіоморфні зерна кварцу з нормальним погасанням.

Біотит у вигляді дрібних (0,2—0,5 мм за видовженням) лусочок містить мікрівключення радіоактивних мінералів з характерними плеохроїчними каймами. Йому властивий плеохроїзм від оранжево-жовтого до червоно-бурого кольору. Подеколи біотит заміщений хлоритом з утворенням голочок рутилу.

Акцесорні мінерали представлені монацитом, цирконом та апатитом і утворюють рівномірне вкраплення ідіоморфних мікрівключень у біотиті та польових шпатах.

Липнязькі граніти вивчені у численних відслоненнях та кар'єрі в околиці смт Липняжка та у бортах р. Сухий Ташлик. Макро-

скопично граніти представлені сірими та рожево-сірими середньо- та дрібнозернистими породами зі смугастою (гнейсоподібною) текстурою. Структура гранітів порфіробластова із гетерогранобластовою основною масою. Часто містять ксеноліти гранат-біотитових гнейсів і жили великозернистих червоноувато-сірих двопольовошпатових пегматитів. У останніх КПШ кількісно переважає над плагіоклазом.

Мінеральний склад гранітів, %: КПШ 40—45; плагіоклаз 20—25; кварц 15—20; біотит 5—10; гранат 0,5—1. Акцесорії представлені монацитом, апатитом, цирконом та рудними мінералами.

Серед калієвих польових шпатів помітні великі (1—5 см) ідіоморфні вкраплення, дрібні (2—5 мм) порфіробласти, дрібнозернисті ксеноморфні зерна (0,2—1,5 мм) в основній масі породи та антипертитові вrostки в плагіоклазі. Серед великих вкраплень КПШ виділяються: ортоклаз з недосконалою снопоподібною ґраткою і без видимих пертитів; мікроклін із суцільною дрібною снопоподібно- і клітинно-шаховою ґраткою, що містить до 15 % середньо досконалих пертитів з ділянковим розподілом; мікроклін з аналогічними ґратками, але із суцільним рівномірним розвитком досить досконалих великих спицеподібних пертитів (до 20 %).

Плагіоклаз із слабо проявленим двійникуванням відповідає олігоклазу (№ 19—24). Він присутній у породі як у вигляді порфіробластів (розміром 1,5—4,5 мм), так і у вигляді ксеноморфних зерен в основній масі, а також утворює пертити в мікрокліні. Іноді спостерігається заміщення олігоклазу мікрокліном.

Кварц у липнязьких, як і в березівських гранітах, утворює порфіробласти (2,5—5,5 мм) та дрібні (0,5—1,5 мм) зерна в основній масі породи. Згасання великих виділень кварцу нормальне, а в дрібнозернистій основній масі найчастіше хвилясте.

Лусочки та листочки біотиту в асоціації з ідіоморфними зернами гранату характерні для основної маси породи. Біотиту властивий плеохроїзм від світло- до темно-коричневого кольору. Іноді по біотиту розвивається зелений хлорит.

Акцесорні мінерали (монацит, апатит, циркон) приурочені до зонок мікротріщину-

ватості породи та польових шпатів і міжзернових контактів.

Ярошівські граніти опробувані у відслоненнях правого борту р. Велика Вись, де представлені рожево-сірими дрібнозернистими породами з масивною текстурою. Макроскопічно вони відрізняються від попередніх гранітів своєю дрібноблоковою будовою: в межах одного кар'єру можна спостерігати ділянки лейкократових гранітів із масивною текстурою, які перешаровуються з більш меланократовими смугастими відмінками з гнейсоподібною текстурою. Характерними для лейкократових відмін гранітів є рівномірнозерниста будова та високий ідіоморфізм польових шпатів. У гранітах є ксеноліти меланократових біотитових гнейсів потужністю від 10—20 см до перших метрів, а також жили двопольовошпатових пегматитів.

Структура гранітів порфіробластова, місцями гіпідіобластова, а структура основної маси — лепідогранобластова. Мінеральний склад гранітів, %: КПШ 35—45; плагіоклаз 25—30; кварц 20—25; біотит 8—10; гранат 0,5—1,0. Вторинні мінерали: мусковіт, серицит і хлорит. Серед акцесорних виявлені монацит, циркон, апатит. Рудний мінерал представлений гематитом.

КПШ утворює декілька генерацій: майже не ґратчасті порфіробласти мікрокліну (1,5—5,5 мм) з дуже дрібними (0,01—0,2 мм) короткостовбчастими і голкоподібними пертитами, а також нечисленними включеннями реліктів плагіоклазу, дрібних зерен кварцу і овальних виділень ґратчастого мікрокліну (розміром до 0,7 мм); округлими, часто не ґратчастими зернами в основній тканині; міжбластові безпертитові виділення мікрокліну із суцільними шаховими ґратками, які під час росту поглинали більш ранні мінерали, утворюючи з ними пойкилопорфіробластові виділення; вrostками антипертитів заміщення в плагіоклазі.

Плагіоклаз утворює порфіробласти (2,0—5,5 мм), але в меншій кількості, ніж КПШ, а також ксеноморфні зерна (0,05—1,0 мм) в основній масі породи. Він наявний у мірмекітах і пертитових вrostках у мікрокліні. Порфіробластовий плагіоклаз представлений олігоклазом (№ 19—24), ксеноморфні зерна основної тканини мають основніший склад (№ 25—30).

Кварц утворює зерна розміром 1—2,5 мм, а також округлі і лінзоподібні гломеропорфірові скупчення розміром до 6 мм за видовженням. Для ксеноморфних зерен кварцу характерне хвиле- або хмароподібне згасання. В плагіоклазі іноді трапляються мікровключення кварцу з нормальним згасанням.

Біотит у вигляді лусочок і листочків (розміром 0,1—1,0 мм) нерівномірно розподіляється в основній масі породи. Дрібні лусочки біотиту іноді утворюють дрібні скупчення або обтікають тонкими облямітками порфіробласти польових шпатів. Для біотиту характерний плеохроїзм від світло- до темнокоричневого кольору. Біотит іноді заміщений мусковітом, серицитом та хлоритом.

Акцесорні мінерали (0,3—0,4 мм в діаметрі) представлені апатитом, монацитом і цирконом (0,3—0,4 мм в діаметрі) і характеризуються округлими обрисами. Апатит і монацит приурочені переважно до ділянок розвитку калішпату і біотиту.

Дорофіївські граніти найдетальніше вивчені у відслоненнях р. Кільчень поблизу с. Виноградне і подібні до глодоських гранітів.

Візуально це світло-сіра гнейсоподібна біотит-двопольовошпатово дуже порфіробластова порода, що містить ксеноліт (до 30 см) мігматизованого біотитового гнейсу та січні жили і прожилки сірого біотитвмісного апліту. Текстура породи гнейсоподібна, а структура порфіробластова. Основна маса породи більш нерівномірнозерниста, ніж у липнязьких гранітах.

Середній мінеральний склад гранітів, %: КПШ 35—40, плагіоклаз 20—30, кварц 20—25, біотит 5—10, гранат 0,5—1,0; вторинні — мусковіт і серицит; акцесорні — монацит і циркон; рудні — поодинокі зерна.

КПШ представлений мікрокліном, який утворює ідіоморфні призматичні зерна (розміром 7—10 мм), менш ідіоморфні порфіробласти (2—6 мм) та ксеноморфні зерна в основній дрібнозернистій масі. Відмічено також алотріоморфні зерна чітко ґратчастого мікрокліну в основній масі породи. Порфіробласти часто утворюють прості карлсбадські двійники, які подеколи ґратчасто здвійниковані і містять пертити (до 15 %). КПШ основної маси не має пертитів, але характе-

ризується суцільними шаховими ґратками. У найбільших виділеннях КПШ спостерігаються реліктові включення вмісної породи з апатиту, біотиту, плагіоклазу та мікрокліну.

Плагіоклаз часто зональний: склад ядра відповідає олігоклазу № 26, а крайових зон — № 20. Іноді в ньому спостерігаються включення біотиту, кварцу, апатиту та циркону або сосюритизація плагіоклазу, апатиту та циркону. Решта мінералів аналогічна описаним вище в липнязьких гранітах.

Виконані петрографічні дослідження різних типів гранітів (липнязькі, березівські, ярошівські, дорофіївські, глodosькі) Шполянсько-Ташлицького рудного району, що вміщують рідкіснометалеві пегматити, з урахуванням результатів польових спостережень дають змогу констатувати, що вони відрізняються один від одного за текстурно-структурними ознаками (масивні, порфіробластові, смугасті) та за розміром породоутворювальних мінералів (аплітоїдні й пегматоїдні різновиди). За мінералого-петрографічними ознаками ці граніти характеризуються переважанням калішпату над плагіоклазом, незначною кількістю біотиту (3—10 %) та гранату (0,5—1,0 %) та подібним складом акцесорних мінералів, що дає змогу віднести їх до комплексу апліто-пегматоїдних гранітів S-типу. Про анатектичну природу цих гранітів свідчать численні релікти біотитових гнейсів у них і відсутність чітких контактів з останніми.

За даними ізотопно-геохімічних досліджень монациту, вік утворення цих грані-

тів змінюється в межах 2026—2042 млн рр. (табл. 1).

Метапеліти. В обрамленні Липнязького купола апліто-пегматоїдних гранітів широко поширені метаосадово-вулканогенні породи рошаківської світи інгуло-інгулецької серії: метапеліти, metabазити та метасульфобазити. Метапеліти представлені біотитовими, гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими, іноді піроксен-біотитовими плагіогнейсами. Найдетальніше на тепер вивчено гнейси Полохівського рудного поля.

Біотитові плагіогнейси складаються із кристалобластових (близьких до ізометричних) зерен плагіоклазу, кварцу та лусочок червонувато-коричневого біотиту. Характеризуються вони відносно стабільним мінеральним складом у всіх досліджених зразках, %: кварц 10—15; плагіоклаз 50—60; біотит 15—35; акцесорні: апатит і турмалін 0,5—2; рудні: графіт 1—2. Середній розмір зерен — 0,1—0,3 мм. Сланцюватість породи зумовлена орієнтованим розташуванням лусочок біотиту. З вторинних процесів зафіксоване тільки окварцювання, що проявляється в розростанні зерен кварцу до 2—4 мм і утворенні дрібних гнізд або лінз до 0,5—3 см, а також мікропрожилків кварцу. Структура лепідогранобластова. Текстура масивна, іноді сланцювата.

Гранат-біотитові плагіогнейси за мінеральним складом і структурно-текстурними особливостями подібні до біотитових, від-

Таблиця 1. Ізотопний вік апліто-пегматоїдних гранітів Шполянсько-Ташлицького рудного району за монофракціями монациту

Table 1. Isotopic dating of aplite-pegmatoid granites of Shpola-Tashlyk ore district based on monazite fraction

Номер проби	Граніт	Ізотопні співвідношення			Вік, млн рр.
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1/99	Глodosький	12755	7,91744	0,37990	2034
1/99	"	14300	7,91019	0,37363	2037
2/99	Липнязький	1809	7,53727	0,21660	2036
4/99	Дорофіївський	2018	7,58560	0,26401	2034
5/99	"	692	6,91683	0,23864	2037
6/99	Карбівський	15117	7,93718	0,30166	2032
7/99	"	34200	7,99751	0,44791	2026
13/99	Ярошівський	3470	7,73572	0,30137	2037
17/99	"	335	6,08406	0,41446	2028
18/99	Березівський	20600	7,90824	0,55948	2042

різняються тільки наявністю гранату (1—3 %), який утворює ксеноморфні зерна розміром до 1 мм, або симплектитові зростки з кварцом до 1 см в перетині. Зрідка помітні дрібні кристали ромбододекаедричного габітусу, які містять пойкилітові включення біотиту, кварцу та плагіоклазу. Навколо порфіробластів гранату часто утворюються мікрооблямівки біотиту. В помірно окварцьованих гнейсах вміст біотиту може досягати 45 %, а в інтенсивно окварцьованих знижується до 8—10 %. Заміщення породи кварцом призводить до її збіднення калієм, порівняно з біотитовими плагіогнейсами. В інтенсивно окварцьованих різновидах гранат-біотитовий плагіогнейс набуває очкової текстури.

Кордієрит-біотитові плагіогнейси найпоширеніші на Полохівському рудному полі. Кількісне співвідношення мінералів у шліфах змінюється в широких межах, %: біотит 15—45; кордієрит 5—60; плагіоклаз 10—45; кварц 8—18; турмалін 0,2—2; апатит 0,5—1; рудні 0,2—1. Середній мінеральний склад кордієрит-біотитових плагіогнейсів (24 аналізи) такий, %: плагіоклаз 33; біотит 30; кордієрит 27; кварц 9; турмалін 0,5; апатит 0,5; рудні 0,5. Структура породи лепідогранобластова; текстура — масивна або слабосланцювата.

Середній розмір зерен в основній кварц-плагіоклаз-біотитовій масі — 0,4—0,8 мм. Зерна кордієриту мають аналогічні розміри, хоча є і більші — до 1—2 мм в перетині. У деяких зонках породи помічено збільшення розміру зерен кордієриту (0,3—6 мм). У таких випадках він оточений тонкими облямівками біотиту і разом з ним містить мікропойкилітові включення кварцу, іноді турмаліну. Структура таких різновидів гнейсу в цілому пойкилопорфіробластова, а основної маси — лепідогранобластова, текстура очкова, скелевата. Кордієрит часто заміщується серицитом і мусковітом.

Плагіоклаз має близьку до ізометричної форму і за оптичними даними відповідає олігоклазу (№ 20—28). По бурому біотиту спорадично розвиваються мусковіт та хлорит.

Склад гранат-біотитових плагіогнейсів варіює від самого основного (SiO_2 — 41 %) до кислого із вмістом кремнезему 68 %. За загальної підвищеної глиноземистості найбід-

ніші на кремнієву кислоту різновиди максимально збагачені на Al_2O_3 (19,9—23,5 %), FeO (14,7), MgO (8,9 %). До них належать породи із вмістом кордієриту до 40—50 та біотиту до 35—40 %.

Гранат-кордієрит-біотитові гнейси за текстурно-структурними особливостями подібні до кордієрит-біотитових гнейсів і відрізняються тільки присутністю гранату.

Гранат (спесартин) утворює ксеноморфні порфіробласти (розміром 1—6 мм в перетині), часто формує симплектитові зростки з кварцом. У гранаті фіксуються включення біотиту, а іноді апатиту і турмаліну. У ділянках, де утворюється гранат, зникає кордієрит, що свідчить про пізніший час його утворення.

Біотит основної маси породи ксеноморфний із резорбованими краями і часто набуває лапчастої форми. Ідіоморфніші його скупчення облямівують зерна гранату. За мікрозондовими даними, залізистість біотиту змінюється в межах 52—67 %, а вміст істонітового компонента — 68—90 %.

Піроксен-біотитові гнейси знайдені тільки в св. 26-90. Мінеральний склад, %: плагіоклаз 50—55, біотит 25—30, кварц 10—15, піроксен 6—8. Структура породи пойкилопорфіробластова, а основної маси — лепідогранобластова. Порфіробласти представлені ксеноморфними зернами піроксену (саліту) та плагіоклазу. Іноді розмірів порфіробластових виділень досягає біотит. Піроксен містить включення біотиту, плагіоклазу та апатиту, а в плагіоклазі є біотит, іноді кварц. По піроксену спорадично розвивається актиноліт. Біотит подеколи утворює гломеропорфірові зростки. Плагіоклаз представлений андезином із вмістом анортитового компонента (32—35 %). Текстура масивна, зі слабо проявленим паралельним орієнтуванням біотиту.

Метабазити та ультрабазити представлені амфіболітами та ультраосновними породами і досліджені нами в межах Станкуватського рудного поля.

Амфіболіти і породи метаморфізованого піроксеніт-габроїдно-перидотитового комплексу є вмісними для літєвих пегматитів у західному обрамленні Липнязького купола. Центральна частина купола складена аплітопегматитовими гранітами кіровоградського

комплексу, що по периферії переходять у мігматити, а далі змінюються породами гнейсово-амфіболітового комплексу рощахівської світи інгуло-інгулецької серії. До останньої приурочені тіла метабазитів і метаультрабазитів, локалізовані у вигляді смуг і лінзоподібних виокремлень серед амфіболітів. Потужність метабазитів і метаультрабазитів (за керном свердловин) змінюється від перших метрів до 100—120 м. Протяжність їх така сама, як і амфіболітів, з якими вони генетично пов'язані. Разом з метапелітами, метабазити та метаультрабазити утворюють монокліналь із заляганням під кутом 70—80° на південний захід збоку від купола.

Загальна картина розташування і текстурна спрямованість у породах метаморфічної смуги указують на сильні регіональні деформації, які супроводжували процеси метаморфічної рекристалізації. Субмеридіональне орієнтування витягнутих і зігнутих лінзоподібних тіл у складі метаморфічної товщі відображає напрям вичавлювання анатектичного гранітного розплаву (мігматити), пластичної течії та нерівномірного (в локальних масштабах) розподілу однієї сторони симетричних метаморфічних напруг. Багатофазні однієї сторони напруги зумовлювали синдеформаційний кристалобластез, відображений у зміні мінеральних парагенезисів, орієнтуванні смугастості, субпаралельної лінійності та розташуванні лінзоподібних залишків ультрабазитів. Проте в тілах метабазит-ультрабазитів часто спостерігаються ознаки первинної розшарованості та релікти первинномагматичних порід, поєднання яких відповідають перидотитам лерцолітового і гарцбургітового типів, дунітам та піроксенітам. Вірогідно, що тектонічно роз'єднані блоки метабазит-ультрабазитів є лише деякою частинкою первинного об'єму великих інтрузивних тіл основних порід, що залягають на глибині.

Амфіболіти апогаброві спостерігаються в просторовій асоціації з ультрабазиитами. Макроскопічно це чорна щільна дрібнозерниста порода з масивною текстурою. Структура породи габрова.

Мінеральний склад, %: плагіоклаз 40—45, амфібол 50—58; вторинні мінерали — кварц 2—3, поодинокі зерна біотиту; акцесорні мінерали — апатит (поодинокі зерна); руд-

ні мінерали — ільменіт, пірит, халькопірит (1—2).

Порода складається з ізометричних індиків амфіболу та плагіоклазу. Середній розмір зерен мінералів змінюється від 0,2 до 0,5 мм в перетині.

Плагіоклаз (№ 43—48) у вигляді полігональних та округлих зерен утворює двійники за альбітовим та альбіт-карлсбадським законами. Іноді він змінений процесами пелітизації та лавсонітизації. Амфібол представлений короткопризматичними кристалами магнезійної рогової обманки, заміщеної кумінгтонітом у ділянках інтенсивної лавсонітизації плагіоклазу. Подеколи помічені амфіболіти з гетерополігональною структурою. У складі такої породи розвинуті відносно великі (до 1—3 мм) полігональні зерна рогової обманки, між якими розташовані виокремлення дрібнішого амфіболу та ізометричні кристали плагіоклазу (№ 48—51). З акцесорних мінералів присутні овальні і ксеноморфні виділення апатиту розміром до 0,5 мм.

Рудні мінерали локалізуються в інтерстиціях породоутворювальних і часто обростають їх, створюючи структуру, подібну до сидеронітової.

Тремолітизовані перидотити — оливково-зелені породи з дрібнозернистою структурою. Мікроструктура їх полігональна. Вони представлені агрегатом ізометричних та короткопризматичних зерен тремолітової рогової обманки, між якими розташовані округлі, овальні і полігональні зерна частково серпентинізованого олівину (розміром зерен 0,1—0,3, рідше до 0,7 мм в перетині). Розподіл олівину в породі нерівномірний. Ділянки, де олівін відсутній, складені переважно призматичними кристалами рогової обманки (до 65 %), дещо рідше трапляються її полігональні виділення. Рогова обманка утворена слабо плеохроїчними в зелених тонах відмінами. Іноді помічені переривчасті міжзернові зонки з дрібних призматичних кристалів амфіболу, які утворюють нематобластовий агрегат із струменеподібною мікротекстурою. Між призматичними зернами рогової обманки розташовані луски світло-оранжевого (за Ng) біотиту. У ділянках мікродеформацій і дроблення зерен рогової обманки утворюється також біотит, який по периферії замі-

щується синьо-зеленим хлоритом. Між деформованими призмами рогової обманки спостерігаються "плями" буро-оливкової дрібнолускуватої маси (ідингситу?), який, вірогідно, заміщує олівін.

Серед другорядних домішок у породі наявні флогопіт, хлорит, магнетит, піротин та пилоподібний графіт. Останні два мінерали приурочені до жилок, заповнених пелітоморфним агрегатом карбонату та хлориту.

У ділянках, де зберігаються релікти незмінених перидотитів, у полігонально-нематобластовій основній масі породи є великі (1,3—1,9 см) зерна серпентинізованого олівіну, що утворює безліч округлих та ізометричних агрегатів з однаковим погасанням. Вони розділені ниткоподібними мікропрожилками серпентину, у скупченнях якого спостерігаються дисперсні пилоподібні вclusions графіту. Серпентинізовані порфірбласти олівіну містять мікрочлукчення темно-коричневої шпінелі, а іноді хроміту.

Гарцбургіти складаються з великих овальних (0,5—1,5 см за видовженням) виділень олівіну, які заміщаються хлорит-серпентинним агрегатом (10—70 %). В олівіні містяться вclusions округлих зерен (0,2—0,4 мм) бурувато-коричневої алюмохромистої шпінелі і мікрочлукчення магнетиту. В мікролускуватій масі хлориту і серпентину присутні лусочки графіту, приурочені до січних тріщинок. Іноді графіт спостерігається в зрощенні з безладно розкиданими лусками флогопіту. Релікти великих кристалів бронзиту збереглись у вигляді пластинчастоподібних агрегатів. Частково роз'єднані кристали бронзиту у багатьох випадках характеризуються однаковим оптичним орієнтуванням і згасанням. Як і в олівіні, в ортопіроксені є округлі та ксеноморфні вclusions бурої шпінелі. Основна маса породи представлена полігональними зернами кальцієвого амфіболу (паргаситу?) у зрощенні з флогопітом, який хлоритизується по периферії. Олівін в основній масі заміщується темно-зеленим волокнистим агрегатом хлориту і зберігається в ньому у вигляді дрібних реліктів (0,2—0,4 мм).

У розрізі св. 58-89 також наявні олівінові піроксеніти. Тут, в амфіболі, подібному до магнезійного гастингситу, спостерігаються

округлі і полігональні вclusions незміненого гортоноліту. Основна маса породи складається з призматичних кристалів рогової обманки і міжзернових скупчень магнезійного біотиту, луски якого розташовані одна відносно одній під довільними кутами. Серед цих кристалів і лусок у складі основної маси є табличчасті псевдоморфози (до 1,3 мм) ідингситу по ортопіроксену. У істотніше змінених відмінах по агрегатах ідингситу розвиваються новоутворення темно-зеленого хлориту, який містить численні мікрочлукчення рудних.

Найповніше склад магматичних ультраосновних порід представлений у розрізі св. 59-89 в межах Станкуватського родовища. Петрографічну характеристику цих порід описано нижче.

Глибина 150 м. Шпінелевий лерцоліт. Текстура породи плямиста, зумовлена великими овальними реліктами (3—6 мм) серпентинізованого олівіну. Фрагменти цих виділень містяться в струменеподібній, петельчасто-волокнистій серпентиновій масі. Для цих агрегатів олівіну характерний єдиний напрям згасання. Виокремлення олівіну складають ~40 % мінерального складу первинної породи. Олівін містить багато мікрочлукчень зональної шпінелі. Центральні частини цих зерен представлені замутненою коричнево-бурою алюмохромистою шпінеллю, а периферійні — світло-оливково-зеленою (істотно алюмінієвою). Розміри вclusions варіюють від 0,1 до 0,8 мм.

Плямоподібні зерна серпентинізованого олівіну заміщуються по периферії тремолітовими агрегатами з безладно розташованих шестуватих і голкоподібних кристалів. Методами мікрозондового аналізу (збільшення 600—1200 \times) в породі встановлено релікти орто- і клінопіроксену.

Глибина 157,4 м. Тремолітизований шпінелевий перидотит. Породи з плямистою текстурою. Овальні виділення серпентинізованого олівіну складають ~35 % об'єму породи. У петельчасто-волокнистій серпентиновій масі є овальні зерна олівіну з близьким оптичним орієнтуванням і ксеноморфні зерна (0,07—0,3 мм) зеленувато-бурої шпінелі. Між овоїдними виокремленнями серпентинізованого олівіну розвинуті гетеронемато-

бластові і снопоподібні агрегати тремолітової рогової обманки. На фоні тремолітової основної маси виразно розрізняються безладно розкидані ідіоморфні лусочки (0,8—1,4 мм за видовженням) флогопіту. У тремоліті за спайністю 110 розвиваються мікропрожилки безбарвного антигориту. Частина зерен шпінелі, яка міститься в олівіні, мають виразну зональну будову: замутнена бура шпінель облямована оливково-зеленою.

За результатами мікрозондових досліджень, зразки в інтервалі глибини 157—159 м містять мікрровключення орто- і клінопіроксену.

Глибина 203,7 м. Антофіліт-шпінелевий перидотит. Текстура плямиста через значну кількість овальних зерен олівіну (до 1,6 см), що становлять близько 40 % об'єму породи. Серпентинізація олівіну проявлена слабо, він заміщається тонкими жилками непрозорої (рудної) гілкоподібної речовини (спініфлекс?). Округло-овальні зерна олівіну оточені гетерогранобластовими агрегатами антофіліту і тремоліту з розміром голчастих кристалів до 1,9—3,5 мм за видовженням. Тіла ультрабазитів у розрізах свердловин Станкуватського рудного поля мають ознаки розшарованості і потребують подальших мінералого-петрографічних досліджень.

Літєві пегматити. Літєві пегматити з літєвою мінералізацією утворюють серії зближених жильних тіл потужністю від десятків сантиметрів до 50—60 м. Кількість тіл у межах таких серій досягає 8—12. За простяганням найбільші з них простежуються на 600—800 м, а за падінням — до глибини 300 м і далі не оконтурені. Найбільші жили тяжіють до стрижньових частин пегматитових серій. За падінням і простяганням вони здебільшого розщеплюються на дрібніші пегматитові жили, водночас у них зменшується кількість літєвих мінералів і збільшується вміст танталоніобатів. Характерною особливістю літєвих пегматитів є майже повсюдний прояв накладених інтенсивних процесів бластезу і катаклазу, унаслідок чого практично зникає первинний магматичний вигляд мінералів, який зберігається тільки у реліктах дрібнозернистої маси новоутворених індивідів пізніших генерацій. Основну практичну значущість мають руди з вторинною метасоматично накладеною мінералізацією, яка пред-

ставлена переважно петалітом і сподуменом. Кількісне співвідношення вказаних мінералів — промислові типи руд. Провідна роль належить петалітовому (в межах Полохівського родовища) і змішаному петаліт-сподуменовому (Станкуватське рудне поле) типам руд.

Літєві пегматити мають чітку геохімічну спеціалізацію. Окрім рідкісних лугів, для них характерна підвищена кількість фосфору, олова, берилію, танталу і ніобію. Ця особливість уповні відповідає набору акцесорних і другорядних мінералів, головним чином, хризоберилу, каситериту, станіну, нігериту та ніобо-танталатів. Водночас літєві пегматити відрізняються відсутністю цирконію, торію і урану.

Характерною особливістю всієї групи літєвих пегматитів є низький вміст у них барію, що надійно відрізняє їх від аналогічних порід кіровоградського комплексу.

Генетичні типи літєвих пегматитів, їхня зональність і мінеральні асоціації. В геологічній літературі відомо більше 30 класифікацій гранітних пегматитів [8] загалом і рідкіснометалевих пегматитів зокрема. Для рідкіснометалевих пегматитів найпростішою і водночас ефективною у використанні під час пошуку, розвідки та оцінки пегматитових родовищ є парагенетична класифікація Н.А. Солодова [9]. Згідно з цією класифікацією, основою на кількісних співвідношеннях трьох головних породоутворювальних мінералів (мікроклін, альбіт, сподумен), різноманітність рідкіснометалевих пегматитів зведена до чотирьох основних промислових типів: I — мікроклінові; II — мікроклін-альбітові; III — альбітові; IV — альбіт-сподуменові. Використовуючи цей класифікаційний принцип для пегматитів (промислового і непромислового значення) Полохівського та Станкуватського рудних полів ми виділяємо такі основні типи: I — альбіт-мікрокліновий; II — сподуменовий (промисловий); III — петалітовий (промисловий).

Протяжність пегматитових поясів у межах Станкуватського та Полохівського рудних полів досягає декількох десятків кілометрів, ширина 2—3 км. Усередині кожного з вказаних поясів пегматити складають жилоподібні тіла, кількість яких уздовж поясу може до-

сягати кількох десятків. Серед пегматитів виділяються два типи — первинні і вторинні (заміщені). Первинні пегматити є істотно альбіт-мікрокліновими. Дуже часто вони збагачені апатитом, цирконом, молібденітом, уранінітом та ураноторитом. На відміну від них, заміщені (метасоматично змінені) пегматити з контрастною літєвою мінералізацією мають істотно натровий (альбітовий) склад. Причому часто в жильних тілах спостерігаються поступові переходи між первинними альбіт-мікрокліновими пегматитами і літєвими (заміщеними) пегматитами, а на віддалі від контакту з апліто-пегматоїдними гранітами кількість літєвих мінералів у пегматитах зменшується аж до повного їх зникнення.

Альбіт-мікроклінові пегматити (первинні) розкриті численними свердловинами в межах Полохівського та Станкуватського рудних полів. Вони залягають у вигляді жильних тіл, які мають потужність від одного до кількох метрів. Для потужніших пегматитових жил характерна великокристалічна текстура, а для малопотужних — дрібно- та середньозерниста.

Пегматити цього типу характеризуються відсутністю зональності та нерівномірним розподілом різнозернистих мінеральних асоціацій. Так, в св. 12-91 спостерігається незаконірне чергування великих кристалічних альбіт-кварц-мікроклінових, кордієрит-кварцових, гранат-мікроклін-кварцових, а іноді кварц-гранатових мінеральних сегрегацій із аплітоподібними альбіт-кварц-мікрокліновими та мікроклін-альбітовими відмінами пегматитів.

Кількісний мінеральний склад пегматитів залежить переважно від вмісту альбіту та мікрокліну. У св. 12-91 пегматити збагачені мікрокліном і їх мінеральний склад змінюється в межах, %: Мік 35—45, Кв 25—35, Аб 20—25, Корд 2—4, Гр 1—3, Сил 1—3, Му 1—2. У св. 10-92 альбіт дещо переважає над мікрокліном, а в св. 15-91 обидва мінерали наявні у майже рівних кількостях. Більш калієві пегматити істотніше збагачені кордієритом. Слабка зональність відмічена в пегматитах св. 10-92, де верхня пегматитова жила збагачена альбітом та хризобериллом, а донизу поступово зростає роль мікрокліну. В ендо-

контакті пегматитів із глиноземистими гнейсами утворюються буро-жовтий і жовто-зелений турмалін, графіт, вагнерит, ганіт, голубий апатит і синій дюмортєєрит. У жилах пегматитів спорадично трапляються хризоберил, дюмортєєрит, синій турмалін, уранініт. Іноді серед аплітоподібних альбіт-кварц-мікроклінових утворень зафіксовано апатит-мусковіт-кварц-гранат-трифілінові виокремлення (до 4—6 см), в яких також діагностовані ільменіт, анатаз, ільваїт, уранініт, настуран і включення самородного вісмуту.

Мусковіт-кварц-силіманітові мікрошлейфи з мікрозернистим кварцом, а іноді з хризобериллом, є найпізнішими утвореннями, що накладені на кварц-альбіт-мікроклінову мінеральну асоціацію. Характерною особливістю пегматитів цього типу є збагачення мікрокліном у глибших зонах розрізів (заміщення альбіту мікрокліном) та наявність кордієрит-кварцових відособлень. Останнє свідчить про контамінацію пегматитовим розплавом вмісних глиноземистих гнейсів.

Петаліт-сподуменові пегматити є характерними промисловими об'єктами на Станкуватському рудному полі. Вони поширені на Північностанкуватському родовищі, родовищі Надія та Липнязькому рудопроєві. Макроскопічно це світло-сірі з голубуватим відтінком породи з аплітовою текстурою та гетерогранобластовою структурою. Середній мінеральний склад, %: мусковіт 1—5, кварц 5—10, мікроклін 5—10, альбіт 5—30, петаліт + сподумен 30—40; акцесорні мінерали — трифілін, хризоберил, ганіт, нігерит; рудні — каситєрит, станін, танталоніобати.

За хімізмом пегматити — це калій-натрові лейкократові породи, на частку фемічних компонентів яких припадає не більше 1—1,4 %. Кількість літєвих мінералів невитримана і змінюється від поодиноких зерен до 60—65 %, що становить у середньому у рудних перетинах родовища 35 %. Так, у Північностанкуватському родовищі (св. 61-90) виділяються такі відміни пегматитів: гл. 208,0 м — петалітові (мусковіт 1—5 %, мікроклін 5—10, сподумен 5—10, альбіт 20—25, кварц 25—30, петаліт 35—40 %); гл. 211,0 м — сподуменові (мікроклін 1—5 %, альбіт 3—4, кварц 10—15, петаліт 15—20, сподумен 60—65 %); гл. 211,4 м — петаліт-сподуменові (мус-

ковіт 1—2 %, силіманіт 3—5, альбіт 4—5, кварц 5—10, петаліт 40—45, сподумен 40—45 %).

Характерною особливістю літєвих пегматитів Станкуватського рудного поля є те, що вони залягають серед амфіболітів, які в контакті з пегматитами зазнають інтенсивних метасоматичних змін. В екзоконтактах по амфіболітах розвиваються зони біотитизації, для яких характерний високий вміст (перші відсотки) рубідію і цезію в слюдах. Окрім рідкіснометалевих слюдяних метасоматитів у приконтактних зонах широко поширений холмквістит, який заміщує рогову обманку в амфіболітах.

Петалітові пегматити є характерними промисловими об'єктами на Полохівському рудному полі. Макроскопічно це світло-сірі з голубуватим відтінком породи з аплітовою текстурою і гетерогранобластовою структурою. Середній мінеральний склад такий, %: мусковіт 1—2, кварц 15—20, мікроклін 15—20, альбіт 30—40, сподумен 1—5, петаліт 25—35; другорядні мінерали — мусковіт, силіманіт, гранат, літіофіліт; акцесорні мінерали — трифілін, хризоберил, ганіт, нігерит; рудні — касситерит, станін, танталоніобати, молібденіт та сульфіди міді, заліза, цинку.

Основна маса породи представлена ізометричними зернами альбіту зі звивистими контурами, а іноді призматичними зернами (розміром 0,5—3 мм в перетині), які переповнені включеннями петаліту у вигляді мікрографічних проростань. Значно рідше трапляються виділення петаліту (1—6 мм у перетині), які утворюють субграфічні проростання зі сподуменом. Серед основної маси породи є мономінеральні сегрегації кварцу і альбіту (3—5 мм у перетині), які не містять включень петаліту. Мікрографічні включення петаліту та його більші зерна погасають одночасно по всій площині шліфа, а рідкісні включення сподумену погасають одночасно тільки в межах одного зерна петаліту. Формування такої структури, вірогідно, відбувалось у ході метасоматичного заміщення первинних пегматитів за умов інтенсивних тектонічних процесів.

Загалом родовища літєвих пегматитів, особливо Станкуватського рудного поля, потребують подальших геологорозвідувальних робіт з метою оцінювання реальних запасів

не тільки літію, а й супутніх елементів — берилію, олова, танталу, ніобію, рубідію, цезію та ін. Адже останні елементи накопичуються не тільки в межах рудних тіл, а й у навколорудних метасоматитах.

Мінерали-концентратори літію. Головними породоутворювальними мінералами літєвих пегматитів є кварц та польові шпати. Другорядні мінерали: мусковіт, силіманіт, гранат, акцесорні: трифілін, монтебразит, хризоберил, нігерит і ганіт. У пегматитах також виявлена супутня мінералізація стануму (касситерит і станін), ніобію і танталу з промисловим вмістом у розрізах деяких свердловин Станкуватського та Полохівського рудних полів. Головні літєві мінерали в пегматитах представлені петалітом і сподуменом, а з акцесорних наявні трифілін і монтебразит.

Петаліт $\text{LiAl}[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ є найхарактернішим мінералом літєвих пегматитів Станкуватського та Полохівського рудних районів. Кількісно він значно переважає сподумен, який утворився як продукт розпаду петаліту. У Полохівському рудному полі головним літєвим мінералом є петаліт, а в Станкуватському — сподумен і петаліт.

У літєвих пегматитах Полохівського та Станкуватського рудних полів розрізняють три генерації петаліту.

Перша генерація представлена великокристалічними індивідами (розміром до 3—4 см) в тісному зрощенні з альбітом і мікрокліном в альбіт-мікроклін-петалітовому пегматиті (рис. 3, *d*). Петаліт тут асоціює із літєвими фосфатами амблгоніт-монтебразитового ряду, дюмортьеритом, голубим турмаліном і трифіліном. До цієї генерації належить і великокристалічний петаліт, що утворюється безпосередньо біля контакту альбіт-петалітових пегматитів із амфіболітами в деяких жилах Липнязького рудопрояву та Північностанкуватського родовища (рис. 3, *c*). Тут у великих кристалах петаліту спостерігаються мікрорелікти альбіту та великі (2—3 мм завдовжки) кристали зонального хризоберилу.

Друга генерація петаліту представлена мікрозернистими кварц-петалітовими агрегатами, які інтенсивно заміщують альбіт, а іноді і мікроклін у мікроклін-альбіт-петалітових пегматитах. Водночас формується симплектитове зрощення петаліту з реліктами альбі-

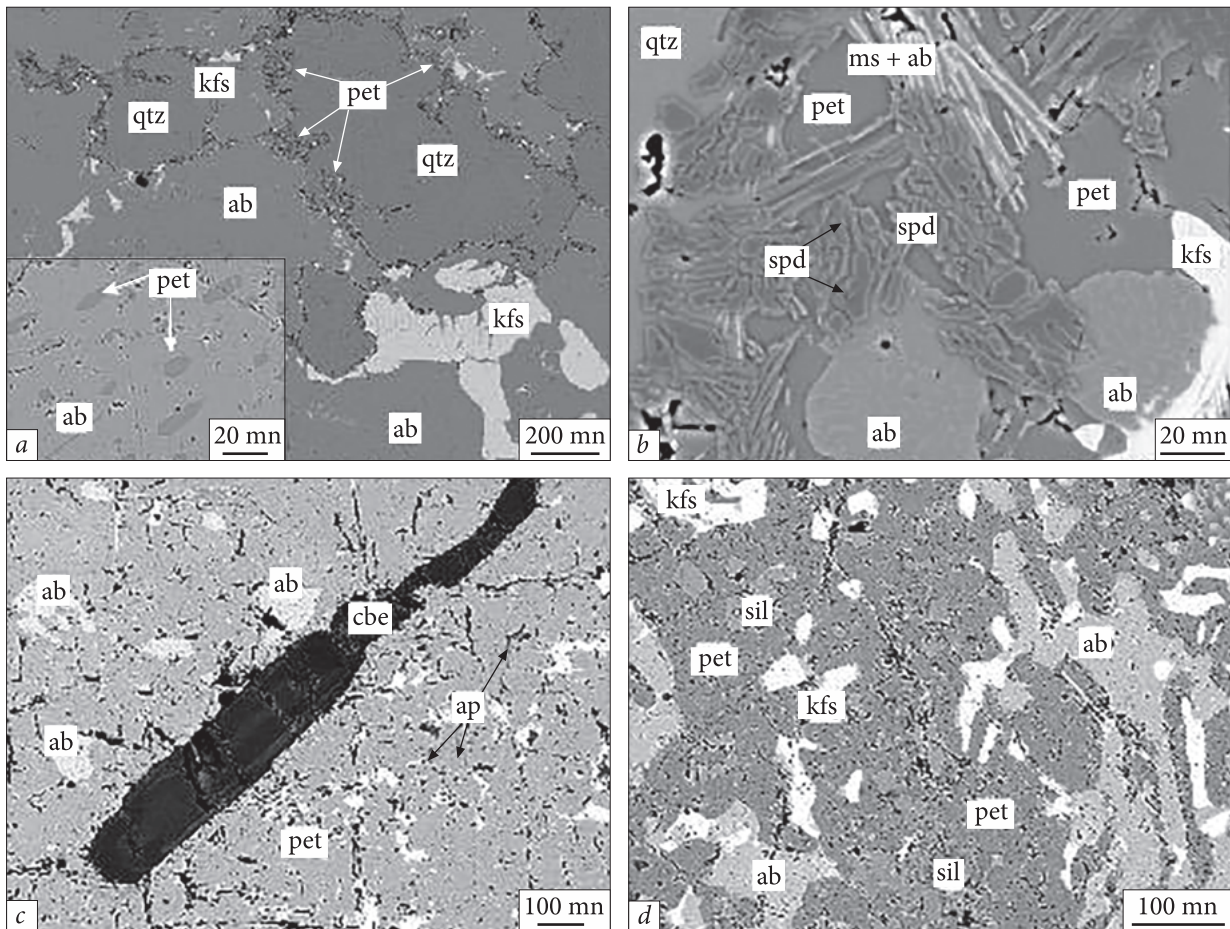


Рис. 3. Деякі мінерали першої генерації: *a* — облямівка петаліту навколо кварцу та мікрвовключення петаліту в альбіті (врізка в лівому куті), (св. 61-89, гл. 124,5 м); *b* — утворення сподумену під час розпаду петаліту (св. 61-89 гл. 255,5 м); *c* — зональний хризоберил у великому кристалі петаліту, що містить мікрорелікти альбіту (св. 61-89, гл. 105,5 м); *d* — великий кристал петаліту з реліктами польових шпатів та новоутвореним (вторинним) силіманітом (св. 61-90, гл. 217,0 м)

Fig. 3. Some first generation minerals: *a* — petalite crown surrounds quartz, petalite microinclusions in albite (inset in the left corner), (drill hole No. 61-89, depth 124.5 m); *b* — spodumene formations due to petalite decay (drill hole No. 61-89, depth 255.5 m); *c* — zoned chrysoberyl inside large petalite crystal with albite microrelics (drill hole No. 61-89, depth 105.5 m); *d* — large petalite crystal with feldspar relics and secondary sillimanite (drill hole No. 61-90, depth 217.0 m)

ту або відбувається заміщення альбіту агрегатом ксеноморфних зерен (0,01—0,03 мм) петаліту (рис. 3, *a*, врізка). На фронті суцільних мас петаліту відбувається їх розпад на клино- та ланцюгоподібні кварц-петалітові мікроагрегатні скупчення. На ще більшій відстані від суцільних скупчень петаліту збільшується розмір (до 2—4 мм) кварцу, а петаліт утворює навколо нього тонкі облямівки (рис. 3, *a*) та пойкилітові включення в ньому. Ще далі облямівки зникають, а кварц утворює округлі, еліпсоподібні, рідше лінзоподібні скупчення (до 4—6 мм) окремих зерен з тонкорозсіяними в них включеннями

петаліту. Метасоматичне заміщення петалітом кварцу направлено директивно й іноді підкреслюється пізнішими "струменями" силіманіту. Відзначимо, що вміст кварцу в суцільних кварц-петалітових агрегатах помітно (на 5—10 %) зменшується, порівняно з його кількістю в кварц-польовошпатовому субстраті (15—20 %), що заміщується. Ця генерація петаліту є головним рудним мінералом у літєвих пегматитах.

До *третьої генерації* належать тонкі прожилки петаліту, які перетинають новоутворений порфіроподібний мікроклін у зонах катаклазу пегматитів. Ця генерація петаліту

відіграє незначну роль в утворенні промислової літєвої мінералізації.

Петаліт із літєвих пегматитів Полохівського та Північностанкуватського родовищ має стабільний хімічний склад (табл. 2). Порівняно з теоретичним складом у ньому виявлено невеликий дефіцит літію, присутність заліза та надлишок алюмінію.

Сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — найпоширеніший у літєвих пегматитах Станкуватського рудного поля, хоча на Полохівському родовищі він трапляється в центральних зонах петалі-

тових пегматитів. Він входить до мінеральних асоціацій пегматитів мікроклін-альбіт-петалітового та альбіт-петалітового типів, утворюється переважно як вторинний мінерал за рахунок розпаду петаліту. Вміст його широко варіює в різних ділянках пегматитових тіл від часток відсотка до 4—6 %. У деяких вузьких зонах кількість сподумену зростає до 15—20 %. За мінералого-петрографічним співвідношенням сподумену з петалітом та іншими породоутворювальними мінералами виділяються три генерації сподумену.

Таблиця 2. Хімічний склад (ваг. %) та кристалохімічні коефіцієнти петаліту із літєвих пегматитів Полохівського родовища (св. 26-90)

Table 2. Chemical composition (wt. %) and crystallochemical coefficients of petalite from Li-pegmatites of Polokhivka deposit (drill hole No. 26-90)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	78,34	77,82	77,90	78,36	76,58—77,64
Al_2O_3	16,16	16,18	15,66	15,88	17,04—17,30
Fe_2O_3	0,15	0,16	0,15	0,21	0,09—0,11
FeO	0,59	0,51	1,16	0,89	—
CaO	—	—	—	—	0,11—0,22
Li_2O	4,24	4,10	4,25	4,13	4,00—4,80
Na_2O	0,23	0,74	0,45	0,41	0,10—0,20
K_2O	0,20	0,43	0,32	0,21	0,13—0,18
H_2O^+	0,34	0,60	0,05	0,45	—
H_2O^-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—
В. п. п.					0,12—0,20
Σ	99,62	99,96	100,03	99,68	
<i>Кристалохімічні коефіцієнти</i>					
Si^{4+}	4,000	3,998	4,002	4,001	—
Ti^{4+}	—	—	—	—	—
Al^{3+}	0,972	0,979	0,948	0,955	—
Fe^{3+}	0,003	0,003	0,003	0,004	—
Fe^{2+}	0,025	0,022	0,050	0,038	—
Ca^{2+}	—	—	—	0,003	—
Li^+	0,867	0,843	0,875	0,844	—
Na^+	0,023	0,074	0,045	0,041	—
K^+	0,013	0,027	0,020	0,013	—

П р и м і т к а: 1 — гл. 243,0 м, мікроклін-петаліт-альбітовий пегматит (Гр + Хриз + Сил + Му + Кв + Мік + Пет + Аб); 2 — гл. 302,0 м, мікроклін-альбіт-петалітовий пегматит (Гр + Му + Мік + Сил + Аб + Пет + Кв); 3 — гл. 314,8—318,0 м, мікроклін-петаліт-альбітовий пегматит (Триф + Хриз + Сил + Мік + Кв + Пет + Аб); 4 — гл. 321,5—324,5 м, мікроклін-петаліт-альбітовий пегматит (Триф + Му + Сил + Мік + Кв + Пет + Аб); 5 — межі змін хімічного складу петаліту із трьох технологічних проб Полохівського родовища. Аналізи виконано в хімічній лабораторії ІГМР НАН України. Аналітик А.В. Ренкас.

Н о т е: 1 — depth 243.0 m, microcline-petalite-albitite pegmatite (Grt+Cbrl+Sil+Ms+Qz+Mc+Ptl+Ab); 2 — depth 302.0 m, microcline-petalite-albitite pegmatite (Grt + Ms + Mc + Sil + Ab + Ptl + Qz); 3 — depth 314.8-318.0 m, microcline-petalite-albitite pegmatite (Trp + Cbrl + Sil + Mc + Qz + Ptl + Ab); 4 — depth 321.5-324.5 m, microcline-petalite-albitite pegmatite (Trp + Ms + Sil + Mc + Qz + Ptl + Ab); 5 — petalite chemical composition range, three samples from Polokhivka deposit. Analyses were carried out in chemical laboratory of IGMOF of the NAS of Ukraine; analyst — A.V. Renkas.

Перша генерація сподумену не має парагенетичного зв'язку з петалітом. Так, на Полохівському родовищі в св. 26-90 на глибині 134—135 м є мусковіт-сподумен-кварцові виокремлення з незмінним (первин-

ним) сподуменом у малопотужних жилах мікроклін-альбітових пегматитів, що перетинають метасоматично змінені гнейси. В асоціації зі сподуменом трапляється також голубий апатит і зеленувато-синій турмалін.

Таблиця 3. Хімічний склад (ваг. %) та кристалохімічні коефіцієнти сподумену із літєвих пегматитів Полохівського (св. 26-90, 7-92) та Північостанкуватського (св. 32-91) родовищ

Table 3. Chemical composition (wt. %) and chrystallochemical coefficients of spodumene from Li-pegmatites of Polokhivka deposit (drill hole No. 26-90, 7-92) and South-Stankuvatka deposit (drill hole No. 32-91)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	63,58	63,74	63,75	64,17	64,17
Al ₂ O ₃	26,34	26,89	27,06	26,99	27,18
Fe ₂ O ₃	0,84	0,25	0,10	0,34	0,09
FeO	0,72	0,57	0,72	0,26	0,48
CaO	0,34	Сл.	0,06	0,12	0,03
Li ₂ O	6,70	6,99	7,10	7,04	7,14
MgO	0,08	Сл.	Сл.	0,08	—
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	0,05
Na ₂ O	0,46	0,96	0,46	0,67	0,84
K ₂ O	0,21	0,34	0,10	0,07	0,03
H ₂ O ⁺	0,56	0,04	0,44	0,08	0,57
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
Σ	99,50	99,91	99,93	100,08	99,16
<i>Кристалохімічні коефіцієнти</i>					
Si ⁴⁺	2,008	1,998	2,002	2,000	2,004
Al ³⁺	0,980	0,993	1,001	0,991	1,007
Fe ³⁺	0,020	0,006	0,002	0,008	0,002
Fe ²⁺	0,019	0,015	0,019	0,007	0,013
Ca ²⁺	0,012	—	0,002	0,004	0,001
Li ⁺	0,847	0,878	0,898	0,879	0,893
Mg ²⁺	0,004	—	—	0,004	—
Mn ²⁺	—	—	—	0,001	0,001
Na ⁺	0,028	0,058	0,028	0,041	0,051
K ⁺	0,008	0,013	0,004	0,003	0,001

Примітка: 1 — св. 26-90, гл. 134,0 м, мікроклін-альбітовий пегматит з мусковіт-сподумен-кварцовими виокремленнями (Му + Спод + Мік + Аб + Кв); 2 — там само, гл. 270,0—274,3 м, мікроклін-альбіт-петалітовий пегматит з мусковіт-сподумен-трифілін-гранатовим виокремленням (Ніг + Граф + Кас + Хриз + Триф + Сил + Му + Спод + Пет + Мік + Аб + Кв); 3 — там само, гл. 303,0 м, кварц-сподуменове виокремлення в мікроклін-альбіт-петалітовому пегматиті (Му + Спод + Мік + Аб + Пет + Кв); 4 — св. 7-92, гл. 381,5 м, кварц-сподуменове виокремлення в альбіт-петалітовому пегматиті (Гр + Му + Аб + Пет + Спод + Кв); 5 — св. 32-91, гл. 282,8 м, кварц-плагіоклазова з поодинокими зернами сподумену в приконтактовій зоні з амфіболітом (Ап + Спод + Кв + Оліг). Аналізи виконано в хімічній лабораторії ІГМР НАН України. Аналітик А.В. Ренкас. Сл. — сліди.

Note: 1 — drill hole No. 26-90, depth 243.0 m, microcline-albite pegmatite with muscovite-spodumene-quartz aggregates (Ms + Spd + Mc + Ab + Qz); 2 — the same drill hole, depth 270.0-274.3 m, microcline-albite-petalite pegmatite with muscovite-spodumene-triphylite-garnet aggregates (Ng + Gr + Cst + Csbl + Trp + Sil + Ms + Spd + Ptl + Mc + Ab + Qz); 3 — the same drill hole, depth 303.0 m, quartz-spodumene aggregate in microcline-albite-petalite pegmatite (Ms + Spd + Mc + Ab + Ptl + Qz); 4 — drill hole No. 7-92, depth 381.5 m, quartz-spodumene aggregate in albite-petalite pegmatite (Grt + Ms + Ab + Ptl + Spd + Qz); 5 — drill hole No. 32-91, depth 282.8 m, quartz-plagioclase rock with occasional spodumene crystals in near contact zone with amphibolite (Ap + Spd + Qz + Olg). Analyses were carried out in chemical laboratory of IGMOF of the NAS of Ukraine; analyst — A.V. Renkas. Sl. — traces.

Таблиця 4. Результати мікрзондового аналізу трифілінів із літєвих пегматитів Північностанкуватського родовища

Table 4. Microprobe analyses of triphylite from Li-pegmatites of South-Stankuvatka deposit

Компонент	1		2		3		4		5	6
	AP		AMP		AMS				CT	
P ₂ O ₅	46,09	46,12	48,63	49,10	46,72	45,99	47,10	47,13	46,79	46,94
SO ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
SiO ₂	0,01	0,12	0,68	0,54	0,04	0,08	0,54	0,15	0,08	0,28
TiO ₃	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO _{tot}	36,22	35,79	26,19	26,19	30,72	31,29	31,88	32,36	32,17	32,07
MnO	3,13	3,29	2,45	2,39	8,90	9,60	2,54	7,10	6,76	6,54
MgO	3,11	3,01	11,05	10,91	2,62	2,54	7,05	4,47	4,54	4,41
CaO	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02
SrO	0,04	0,06	0,23	0,27	0,35	0,34	0,11	0,00	0,00	0,05
BaO	0,18	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
ZnO	0,37	0,23	l.dl	l.dl	l.dl	l.dl	l.dl	l.dl	l.dl	l.dl
F	0,30	0,33	0,00	0,48	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Li ₂ O _{calc}	10,07	10,03	11,61	11,78	9,91	9,93	11,02	10,47	10,39	10,36
O=F	-0,13	-0,14	0,00	-0,20	0,00	0,00	-0,25	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	99,44	98,97	100,87	101,56	99,44	99,90	100,61	101,74	100,77	100,69
<i>Кристалохімічні коефіцієнти</i>										
P ⁵⁺	0,963	0,968	0,882	0,877	0,993	0,975	0,900	0,947	0,948	0,954
Si ⁴⁺	0,000	0,003	0,015	0,011	0,001	0,002	0,012	0,004	0,002	0,007
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Sr ²⁺	0,001	0,001	0,003	0,003	0,005	0,005	0,001	0,000	0,000	0,001
Mn ²⁺	0,065	0,069	0,044	0,043	0,189	0,203	0,049	0,143	0,137	0,133
Mg ²⁺	0,189	0,185	0,585	0,569	0,163	0,157	0,393	0,262	0,269	0,262
Fe ²⁺	0,748	0,742	0,469	0,462	0,645	0,655	0,601	0,643	0,644	0,644
Zn ²⁺	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li ⁺ _{calc}	0,989	0,995	0,884	0,910	0,995	0,076	0,944	0,947	0,948	0,952
Na ⁺	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F ⁻	0,035	0,038	0,000	0,048	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe + Mn)	0,919	0,915	0,914	0,915	0,773	0,763	0,925	0,818	0,825	0,829
Fe/(Fe + Mn + Mg)	0,746	0,745	0,427	0,430	0,647	0,645	0,576	0,613	0,613	0,620

П р и м і т к а: 1 — св. 61-89, гл. 93,5 м; 2 — там само, гл. 153,0; 3 — там само, гл. 199,5 м, 4 — св. 59-89, гл. 291,5 м; 5 — трифілінова зона (св. 61-89, гл. 240,5 м); 6 — альбіт-кварц-трифілінова зона, там само. Умовні скорочення: AP — альбіт-петаліт, AMP — альбіт-мікроклін-петаліт, AMS — альбіт-мікроклін-сподумен, CT — ендоконтакт, трифілінова зона. Аналізи виконано на приладі JEOL JXA 8530F (*field emission*), в Інституті наук про Землю Словацької АН, м. Банська-Бистриця. Режим вимірювань: прискорювальна напруга — 15 kV, сила струму — 20 nA, розмір зонда — 3 nm. Оператори: С. Курило та Т. Мікуш.

N o t e: 1 — drill hole No. 61-89, depth 93.5 m; 2 — the same drill hole, depth 153.0; 3 — the same drill hole, depth 199.5 m, 4 — drill hole No. 59-89, depth 291.5 m; 5 — triphylite zone (drill hole No. 61-89, depth 240.5 m); 6 — albite-quartz-triphylite zone, the same place. Abbreviations: AP — albite-petalite, AMP — albite-microcline-petalite, AMS — albite-microcline-spodumene, CT — endocontact, triphylite zone. Analyses were carried out on JEOL JXA 8530F (*field emission*) at The Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Banská Bystrica. Operational mode: acceleration voltage — 15 kV, probe current — 20 nA, probe size — 3 nm. Analysts: S. Kurylo, T. Mikuš.

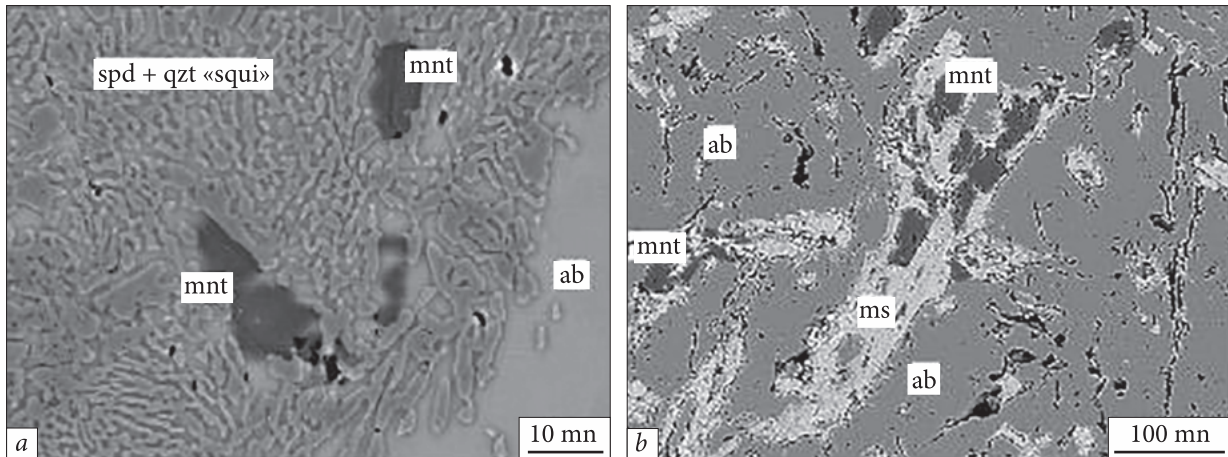


Рис. 4. Вторинний монтебразит в асоціації сподумен + кварц (а), реліктовий монтебразит, оточений мусковітом (б)

Fig. 4. Secondary montebrazite associated with spodumene + quartz (a), montebrazite relic surrounded with muscovite (b)

Розмір призматичних кристалів сподумену досягає 1—2 см за видовженням. За хімічним складом (табл. 3) цей сподумен характеризується найбільшою залізистістю. Вміст Fe_2O_3 в ньому — до 0,83 %, що наближає його до сподуменів із класичних мікроклін-сподумен-альбітових пегматитів [10].

На Липнязькому рудопрояві аналогічний сподумен є в приконтактних кварц-плагіоклазових зонах, що утворюються в контакті літєвих пегматитів із амфіболітами. Це дрібні (2—5 мм) кристали видовженопризматичного габітусу без огранки головки кристала. Часто заміщує плагіоклаз і асоціює з голубим апатитом, трифіліном, іноді з нігеритом. Цей сподумен за часом утворення подібний до попереднього.

Друга генерація сподумену — мікрозернисті агрегати, що утворюються в зонах деформації та катаклазу пегматитів. Це волокнистоподібні та тонкоструменеві виділення в інтерстиціях зерен петаліту, інколи в кварці та польових шпатах. Як наголошено вище, із зонами деформацій пов'язана вторинна калішпатизація пегматитів. Сподумен другої генерації виник після калішпатизації: він перетинає новоутворені порфіроподібні виділення мікрокліну. Діагностика сподумену за допомогою рентгеноструктурного аналізу показала, що він тісно зрощений із мікрокристалічним кварцом.

До третьої генерації належить сподумен, який утворює псевдоморфози по петаліту і

приурочений до центральних зон петалітових пегматитів у св. 10-91, 7-92, 14-92 і 26-90 Полохівського рудного поля. Сподумен цього типу формує дрібні (10—100 мкм) тонкопластинчасті, подеколи голкоподібні кристали в зрощенні з кварцом, що заміщують петаліт. Скупчення кристалів сподумену набувають форму снопів, віял та дендритів (рис. 3, б). Форми і розміри цих агрегатів сподумену ледве помітні під мікроскопом, але з віддаленням від цих мікроагрегатів кристали сподумену стають більшими внаслідок перекристалізації мікрозернистих агрегатів. Тоді ж виникають і більші пластинчасті кристали ясно-зеленого кольору, що досягають розміру 2—3 см за видовженням. Середньо- та великозернистий сподумен належить до найпізнішої четвертої генерації. Утворення його відбувається після кварц-мусковітового заміщення (грейзенізації пегматитів), оскільки під мікроскопом видно, що сподумен обростає мусковіт. За хімічним складом (табл. 3) сподумен четвертої генерації відрізняється від першої меншою кількістю Fe_2O_3 і вмістом MnO (0,04—0,05 %), що характерно для сподуменів із петалітових пегматитів багатьох родовищ світу [10].

Трифілін $Li(Fe,Mn)[PO_4]$ є характерним акцесорним мінералом літєвих пегматитів Полохівського і Станкуватського рудних полів [6, 7]. Найбільше скупчення цього мінералу відбувається в приконтактній зоні літєвих пегматитів з вмісними породами, де

утворюються ксеноморфні агрегати зерен трифіліну з індивідами розміром від 1—5 мм, так і порівняно великі жовна (до 3—4 см) і суцільні зонки потужністю від кількох мілі-

метрів до 1,5 см. Середній вміст фосфатів у рудних тілах оцінено в 0,5—1 %.

Трифіліну властива асоціація з акцесорними мінералами: апатитом, нігеритом, хризо-

Таблиця 5. Хімічний склад монтебразиту із лігівих пегматитів Північностанкуватського родовища (9 точок)
Table 5. Chemical composition of montebrasite from Li-pegmatites of South-Stankuvatka deposit (9 points)

Компонент	Альбіт-петалітовий пегматит, св. 61-90, гл. 217,2 м					Петаліт-мікрокліновий пегматит, св. 61-90, гл. 199,5 м			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P ₂ O ₅	50,262	50,244	50,915	50,735	50,516	49,688	48,581	48,905	48,138
SO ₃	0,01	0,011	0,003	0,004	0,001	0,008	0	0	0
SiO ₂	0	0,009	0	0	0	0,163	0,341	0,862	1,94
TiO ₂	0,172	0,011	0,086	0,022	0,118	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	35,534	35,503	35,091	35,455	35,155	35,197	35,45	31,714	34,483
FeO _{tot}	0	0,007	0,051	0,011	0,004	0,03	0,014	1,615	0,696
MnO	0	0	0	0	0	0	0,026	0,41	0,196
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0,139	0,054
CaO	0,015	0,039	0,028	0,009	0,026	0,042	0,122	0,238	0,075
SrO	0,218	0,218	0,182	0,27	0,252	0	0	0	0
Na ₂ O	0,021	0	0,03	0,002	0,015	0	0	0	0
K ₂ O	0,021	0,009	0,013	0,007	0,006	—	—	—	—
F	0,106	0,000	0,104	0,000	0,063	0	0	0	0
Cl	0,003	0,000	0,003	0,005	0,005	0,002	0,002	0,013	0,007
Li ₂ O _{calc}	10,66	10,71	11,07	10,92	10,89	10,67	10,19	11,15	10,89
H ₂ O _{calc}	6,23	6,38	6,31	6,44	6,32	6,33	6,22	6,33	6,40
O=F, Cl	-0,04	0,00	-0,04	0,00	-0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	103,20	103,14	103,84	103,87	103,34	102,13	100,94	101,37	102,87
<i>Кристалохімічні коефіцієнти</i>									
P ⁵⁺	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,996	0,992	0,980	0,955
Si ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,020	0,045
Ti ⁴⁺	0,003	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ³⁺	0,984	0,983	0,959	0,973	0,969	0,982	1,008	0,884	0,952
Ca ²⁺	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,006	0,002
Sr ²⁺	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,004
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,003
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,032	0,014
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ⁺	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li ⁺ _{calc}	1,007	1,012	1,033	1,022	1,024	1,016	0,989	1,061	1,026
OH ⁻ _{calc}	0,976	1,000	0,977	0,999	0,986	1,000	1,000	0,998	0,999
F ⁻	0,024	0,000	0,023	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001

П р и м і т к а. Аналізи виконано на приладі JEOL JXA 8530F (field emission), в Інституті наук про Землю Словацької АН, м. Банська-Бистриця. Режим вимірювань: прискорювальна напруга — 15 kV, сила струму — 20 nA, розмір зонда — 3 nm. Оператори — С. Курило та Т. Мікуш.

N o t e. Analyses were carried out on JEOL JXA 8530F (field emission) at the Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Banská Bystrica. Operational mode: acceleration voltage — 15 kV probe current — 20 nA, probe size — 3 nm. Analysts: S. Kurylo, T. Mikuš.

берилом, монтебразитом і ганітом. Він відмічений в інтерстиціях польових шпатів. Трифілін часто кородує (заміщує) апатит і гранат, а також містить включення більш раннього хризоберилу. Спостерігаються зростки трифіліну з нігеритом та ганітом. Іноді трифілін заміщається по периферії зерен сподуменом-II і монтебразитом. Іноді спостерігаються утворення келіфітових облямівок гранату навколо зерен трифіліну в зонах деформації пегматитів. Поблизу контакту пегматиту з біотитизованим амфіболітом виявлена сфен-трифілін-кварцова асоціація мінералів.

Хімічний склад трифіліну із Полохівського родовища (св. 26-90, гл. 312,0 м), визначений у хімічній лабораторії ІГМР НАН України (аналітик А.В. Ренкас) такий, %: SiO_2 — 1,07; Fe_2O_3 — 0,34; FeO — 32,33; MnO — 9,80; MgO — 0,19; Li_2O — 9,04; P_2O_5 — 46,26; H_2O^+ — 0,52; сума — 99,55 %.

Мікрозондові дослідження хімічного складу трифіліну (табл. 4), які виконав С.І. Курило в Інституті наук про Землю Словацької АН, дають можливість вирахувати уніфіковану кристалохімічну формулу трифіліну: $\text{Li}(\text{Fe}_{2,3-1,8}\text{Mn}_{0,2-0,74}\text{Mg}_{0,26-0,51})(\text{P}_{2,98-3,06}\text{O}_4)(\text{F}_{0-0,7}\text{OH}_{0,93-1,0})$. Хімічний склад трифіліну, однорідний у межах одного зразка, значно варіює у різних пегматитових жилах і зонах. Відношення $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mn})$ коливається від 0,91 до 0,71 і поступово зменшується від альбітової до альбіт-петалітової та приконтактової альбіт-мікроклінової зон. Трифілін у пегматитах в контакт з амфіболітами містить багато MgO (до 11,05 мас. %), що, вірогідно, відображає гібридизацію пегматитами вмісних амфіболітів. З інтенсивнішими процесами метасоматичного заміщення пегматитів, особливо петалітизації, зерна трифіліну піддаються інтенсивній корозії, зменшуються в розмірі і часто повністю заміщуються гідроксилапатитом.

Також на ділянках заміщення в ньому спостерігаються дрібні ксеноморфні включення сульфідів (пірит, піротин та сфалерит) розміром 1—5 нм.

Трифілін утворює ізоморфний ряд з літіофілітом, який ми виявили у петалітових пегматитах Полохівського родовища, що підтверджують результати рентгеноструктурного аналізу.

Також в Інституті наук про Землю Словацької АН С.І. Курило виконав дослідження трифілінів за допомогою методу раманівської спектроскопії. У них чітко визначається розтягнута група піків (ν_1) за $951,1 \text{ cm}^{-1}$, це головний і найінтенсивніший пік. Два слабших піки проявляються за $1003,1$ та $1086,9 \text{ cm}^{-1}$, що відповідає асиметричній групі аніона PO_4^{3-} (ν_3). Слабкою є група дуплет (ν_2) — 437 й 478 cm^{-1} , також наявний слабкий пік (ν_4) за $585,7 \text{ cm}^{-1}$. Групи вібраційних піків ν_1 та ν_3 забезпечуються симетричними та асиметричними зв'язками P–O, тоді як ν_2 та ν_4 пояснюються залученням симетричний та антисиметричний режим згинання O–P–O з малим внеском P вібрації [11]. Декілька піків, що проявляються в діапазоні менше 400 cm^{-1} , відображають перехідні та вібраційні рухи іонів PO_4^{3-} і перехідні рухи Fe^{2+} .

Варто зазначити, що трифілін у безрудних пегматитових жилах фіксується на великій відстані від рудних тіл (св. 53-90 — Липнязький рудопрояв, св. 12-91 — Полохівське родовище), що слід враховувати під час пошуків рідкіснометалевих пегматитів у інших геологічних структурах УЩ.

Монтебразит $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{OH})$ наявний у сподуменових мікроклін-альбітових пегматитах [6, 7]. Він приурочений до виділень трифіліну і часто знаходиться у зростанні з ним, а іноді спостерігається у вигляді поодиноких зерен округлої, нечіткопризматичної форми розміром 0,1—0,3 мм. Забарвлення жовте, буро-коричневе з легким плеохроїзмом і високим двозаломленням. Також св. 61-90 на глибині 217 м містить дрібні прожилки та включення вторинного апатиту. Монтебразит формує як первинні, так і вторинні зерна.

Первинний монтебразит наявний в петаліт- та сподумен-альбіт-мікроклінових зонах, часто як релікт асоціює з нігеритом, трифіліном та хризоберилом. Вміст фтору в монтебразитах дуже низький (<0,2 ваг. %). Він асоціює з трифіліном та вторинним апатитом. *Вторинний монтебразит* перевідкладався з багатого на фосфор флюїду протягом гідротермальної стадії в асоціації зі сподуменовими і кварцовими фібрами (рис. 4). Вміст інших елементів-домішок дуже низький. Хімічний аналіз монтебразиту наведено в табл. 5.

Висновки. Формування літєвих пегматитів відбувалось у дві стадії: 1) магматична — утворення первинних безрудних кварц-альбіт-мікроклінових пегматитів; 2) гідротермально-метасоматична — вплив збагаченого на рідкіснометалеві елементи залишкового флюїду на раніше утворені мінерали, про що свідчить наявність кількох генерацій літєвих та породоутворювальних мінералів.

Первинна магма була пересиченою на глинозем, збіднена на мафічні компоненти, та дещо недосичена водою. У досліджуваних пегматитах першим мінералом, який кристалізувався, був альбіт, а згодом сумісно кристалізувались альбіт і кварц, а наприкінці кристалізації формувались мікроклін і кварц у центральній частині пегматитових жил. Петаліт і сподумен формувались на кінцевій метасоматичній стадії.

У процесі кристалізації магми залишковий розплав поступово збагачувався на R, F і B, K >> Na (і частково Li), а лужні компоненти, переважно K (Rb, Cs) та, значно меншою мірою, Na, почали поступово вилугуватись із системи наприкінці кристалізації.

Така послідовність кристалізації обумовила формування пегматитової зональності. Початковий метасоматоз первинних силікатних і літєвих мінералів відбувався у лужних умовах у результаті катіонного обміну між Na (частково K) та Li в альбіті (заміна альбіту петалітом або сподуменом), а також між Ca — Li та Ca — (Mn, Fe) у фосфатах.

Виконано мікрозондове дослідження хімічного складу акцесорної мінералізації, представленої трифіліном, монтебразитом та іншими фосфатами літію. Ці мінерали фіксуються в метасоматично змінених вмісних породах і можуть бути надійним мінералогічним критерієм для геолого-пошукових робіт на літій на інших ділянках ШТРР.

За допомогою уран-свинцевого ізотопного методу досліджено монацити із апліто-пегматоїдних гранітів Шполянсько-Ташлицького рудного району, з якими генетично пов'язані літєві пегматити Полохівського та Станкуватського рудних полів. На підставі результатів цих досліджень вік формування апліто-пегматоїдних гранітів визначено в межах 2026—2042 млн рр.

ЛІТЕРАТУРА

1. Безвинний В.П. Рідкіснометалеве та золоте зруденіння і метасоматичні процеси Петроострівського рудного поля. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2005. № 1. С. 82—84.
2. Бондаренко С.Н., Бугаєнко В.Н., Семка В.А., Яковлев Б.Г. Ультраосновной-основной магматизм центральной части Братско-Звенигородской зоны (Ингуло-Ингулецкий геоблок). *Геология и магматизм докембрия Украинского щита*. Київ, 2000. С. 132—134.
3. Бондаренко С.Н., Бугаєнко В.Н., Семка В.А., Яковлев Б.Г. Эссекситы постметаморфической серии субщелочных пироксенитов в раме Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геология и магматизм докембрия Украинского щита*. Київ, 2000. С. 134—136.
4. Іванов Б.Н., Маківчук О.Ф., Бугаєнко В.М., Лисенко В.В., Єрьоменко Г.К. Основні типи рідкіснометалевих родовищ і рудопроявів західної частини Кіровоградського блоку. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2000. № 1—2. С. 101—107.
5. Курило С.І., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Степанюк Л.М., Карли З.В. Літєва мінералізація Інгільського мегаблоку Українського щита. *Геология і корисні копалини України: Тези доп. наук. конф., присвяченої 100-му ювілею Нац. акад. наук України та Державної служби геології та надр України, 2—4 жовт. 2018 р.*, ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України. Київ, 2018. С. 109—111.
6. Курило С.І., Броска І., Бондаренко С.М., Степанюк Л.М., Лупаткова Я., Лижаченко Н.М. Triphylite inclusions in apatite from Stankuvatske Li-deposit. *9 Мінералого-петрологічна конф. "Petros 2019"*, 29—30 трав. Братислава, 2019. С. 34.
7. Курило С.І., Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Броска І., Лижаченко Н.М. Phosphates minerals in Lithium bearing Granitoids from the Stankuvats'ke Li-deposit. *Зб. тез наук. конф., присв. 50-річчю Ін-ту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (ІГМР, 14—16 трав.)*. Київ, 2019. Т. 1. С. 187—189.
8. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалевых пегматитов. Москва: Наука, 1971. 331 с.
9. Солодов Н.А. *Труды ИМГРЭ*. 1961. Вып. 5. С. 43.

10. Чернышева Л.В. Типорфизм минералов. Москва: Недра, 1989. 559 с.
11. Salah A.A., Jozwiak, P., Garbarczyk, J., Benkhouja K., Zaghieb K., Gendron F. Julien C.M. Local structure and redox energies of lithium phosphates with olivine- and Nasicon-like structures. *J. Power Sources*. 2005. **140**, Iss. 2. P. 370—375. <https://doi.org/10.1016/j.jpowsour.2004.08.029>

Надійшла 11.08.2022

REFERENCES

1. Bezvynnyi, V.P. (2005), *Sci. proc. UkrSGRI*, No. 1, pp. 82-84 [in Ukrainian].
2. Bondarenko, S.N., Buhaenko, V.N., Syomka, V.A. and Yakovlev, B.G. (2000), *Heolohia i mahmatizm dokembriuu Ukrainshkoho shchyta*, Kyiv, pp. 132-134 [in Russian].
3. Bondarenko, S.N., Bugaenko, V.N., Syomka, V.A. and Yakovlev, B.G. (2000), *Precambrian geology and magmatism of the Ukrainian shield: collection of articles*, Kyiv, pp. 134-136 [in Russian].
4. Ivanov, B.N., Makivchuk, O.F., Bugaenko, V.M., Lysenko, V.V. and Yeromenko, G.K. (2000), *Sci. proc. UkrSGRI*, No. 1-2, Kyiv, pp. 101-107 [in Ukrainian].
5. Kurylo, S.I., Syomka, V.O., Bondarenko, S.M., Stepanyuk, L.M. and Karly, Z.V. (2018), *Tezy dopov. nauk. konf. 100-mu yuvileiu Natc. akad. nauk Ukrainy ta Derzhavnoi sluzhby heolohii ta nadr Ukrainy, 2-4 zhovt. 2018 p.*, M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, FOP Kravchenko Ya.O., Kyiv, UA, pp. 109-111 [in Ukrainian].
6. Kurylo, S.I., Broska, I., Bondarenko, S.M., Stepanyuk, L.M., Lupatkova, Ya and Lyzhachenko, N.M. (2019), *9th Mineralogic-petrological conf. "Petros 2019", May 29-30, 2019, Bratislava*, p. 34.
7. Kurylo, S.I., Stepanyuk, L.M., Bondarenko, S.M., Broska, I. and Lyzhachenko, N.M. (2019), *Sci. conf. dedicated to the 50th anniversary of M.P. Semenenko IGMOF of NAS of Ukraine, 14-16 May*, Vol. 1, Kyiv, pp. 187-189 [in Ukrainian].
8. Solodov, N.A. (1971), *Scientific basis of rare-metal pegmatites potential assessment*, Nauka, Moscow, 331 p. [in Russian].
9. Solodov, N.A. (1961), *Scientific works of IMGRE*, Iss. 5, p. 43 [in Russian].
10. Chernyshova, L.V. (1989), *Typomorphism of minerals*, Nedra, Moscow, 559 p. [in Russian].
11. Salah, A.A., Jozwiak, P., Garbarczyk, J., Benkhouja, K., Zaghieb, K., Gendron, F. and Julien, C.M. (2005), *J. Power Sources*, Vol. 140, Iss. 2, pp. 370-375. <https://doi.org/10.1016/j.jpowsour.2004.08.029>

Received 11.08.2022

V.O. Syomka, DrSc (Geology), Senior Research Fellow, Chief Research Fellow

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

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

E-mail: syomka1949@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-5202-4045>

O.M. Ponomarenko, DrSc (Geology), Academician of NAS of Ukraine, Prof., Director

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

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

E-mail: pan.igmof@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-5179-6091>

L.M. Stepanyuk, DrSc (Geology), Corresponding member of NAS of Ukraine, Prof., Deputy Director

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

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

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0001-5591-5169>

S.M. Bondarenko, PhD (Geology), Senior Research Fellow, Senior Researcher

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

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

E-mail: sbond.igmr@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0001-7948-3583>

V.V. Sukach, DrSc (Geology), Senior Research Fellow, Head of Department

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

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

E-mail: svital@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0002-4710-7230>

S.I. Kurylo, PhD (Geology), Research Fellow

Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences

Ďumbierska 1, 974 11, Banská Bystrica, Slovakia

E-mail: kurylo.sergiy@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0003-4466-6851>

M.O. Donskyi, PhD (Geology), Senior Researcher

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

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

E-mail: donskey@nas.gov.ua; <https://orcid.org/0000-0002-3037-6346>

LITHIUM ORES OF STANKUVATKA AND POLOKHIVKA ORE FIELDS (UKRAINIAN SHIELD)

New results of mineralogic-petrographical and ore-geochemical research on Li-pegmatites and host rocks of Stankuvatka and Polokhivka ore fields of western part of Inhul megablock of the Ukrainian Shield are presented. Petrographic characteristics of host rocks, such as granites, metapelites, metabasites and ultrabasites are described. Aplite-pegmatoid granites related to Li-pegmatites have been dated as 2026-2042 Ma by means of U-Pb isotopic analysis of monazites. Li-pegmatites were formed during two stages: 1) magmatic, when formation of oreless quartz-albite-microcline pegmatites happened; 2) hydrothermal-metasomatic, when residual fluid rich in rare elements affects previously formed minerals; it is reflected in presence of several generations of Li-bearing and rock-forming minerals. Initial magma was peraluminous, depleted with mafic components, and with water deficit. Albite was a first mineral crystallized in researched pegmatites. Then albite + quartz were crystallized. Then at the end microcline + quartz were formed in the central part of pegmatite veins. Petalite and spodumene were formed at the final hydrothermal-metasomatic stage. Practical importance of ores with secondary mineralization mainly presented with petalite and spodumene has been defined. Petalite ore type of Polokhivka deposit and petalite-spodumene mixed ore type of Stankuvatka deposit have a crucial role. Microprobe chemical analysis of accessory mineralization presented with triphylite, montebrasite, and other Lithium phosphates has been carried out. These minerals were detected in pegmatites and in metasomatically altered host rocks. They can be reliable criteria during geological exploration of Lithium at other locations of Shpola-Tashlyk ore district.

Keywords: Polokhivka deposit, Stankuvatka deposit, aplite-pegmatoid granite, U-Pb dating, Li-pegmatite, mineralogy, petalite, spodumene, triphylite, montebrasite.