

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.035>
УДК 549.01(477)

Д.К. Возняк, д-р геол. наук, голов. наук. співроб.

E-mail: dkvoznnyak@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0002-6124-2033>

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

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

Т.І. Довбуш, наук. співроб.

E-mail: tetyana.dovbush@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

О.А. Вишневський, канд. геол.-мін. наук, пров. наук. співроб.

E-mail: vyshnevskyy@i.ua; <http://orcid.org/0000-0002-7206-2185>

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

ВІК І ТРИВАЛІСТЬ РОСТУ КРИСТАЛІВ У КАМЕРАХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНИ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Становлення заноришових пегматитів пов'язане з тектоно-магматичною активізацією регіону їх поширення. Слід очікувати, що гранітні заноришові пегматити Волині формувались продуктами дегазації магми кислого складу. Проте в рості кварцу пізньої генерації, початок кристалізації якого становив близько 200 °С, були задіяні CO₂-флюїди. Вони є продуктами дегазації базитової магми, що брали участь і у рості кристалів за вищих значень температури (>573 °С). Кристалізація мінералів у заноришах була тривалою: від 1,75 ± 0,10 млрд рр. (вік протогенетичних включень циркону й уранініту в кристалах топазу) до 1,39 млрд рр. (модельний вік включень галеніту в кварці пізньої генерації). Отже, зроблено припущення, що ріст кристалів у заноришах пегматитів Волині тривав досить довго.

Ключові слова: галеніт, сингенетичні та протогенетичні включення, CO₂-флюїд, тривалість кристалізації мінералів.

Вступ. Камерні пегматити Волині — унікальний геологічний об'єкт, реконструкція РТ-умов становлення якого відзначається детальністю [15], — єдине на території України джерело видобування п'єзокварцу, ювелірної (кварцу, топазу, берилу), гемологічної та іншої сировини [24]. У формації гранітних пегматитів [10] камерні (заноришові, кристаліносні) пегматити належать до утворень малих глибин (менше 4 км). Вони формуються на глибині, де можливе існування порожнин вільного росту кристалів. Необхідною передумовою росту великих і гігантських криста-

лів кварцу, топазу, берилу та інших мінералів у пегматитах є генетичний зв'язок джерела тривалого надходження продуктів дегазації магми, потоків летких компонентів (H₂O, CO₂, HF, Li₂O, B₂O₃ та ін.), з камерними пегматитами [5, 8]. Однак час кристалізації мінералів, що вирости в порожнинах вільного росту [9, 15], невідомий. Він є важливим чинником у реконструкції умов формування великих і гігантських кристалів у заноришових пегматитах Волині.

Різниця у віці протогенетичних включень циркону, уранініту в кристалах топазу, що

Цитування: Возняк Д.К., Степанюк Л.М., Довбуш Т.І., Вишневський О.А. Вік і тривалість росту кристалів у камерах пегматитів Волині (Український щит). *Мінерал. журн.* 2022. 44, № 4. С. 35—42. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.04.035>

утворився на ранньому етапі формування мінералів занориша, та модельний вік кристалізації включень галеніту в кварці пізньої генерації складає основу даної роботи. Зауважимо, що на загал визначення часу формування порід, родовищ, окремих мінералів — питання майбутнього [18].

Мета роботи. Отримати перші дані про тривалість росту кристалів у порожнинах вільного росту камерних пегматитів Волині.

Об'єкт та методи вивчення. Основним об'єктом дослідження є протогенетичні й сингенетичні включення галеніту в кварці пізньої генерації пегматитового тіла (п. т.) № 303 (ділянка Дворище).

Визначення модельного віку галеніту здійснено за ізотопним складом свинцю кристалів галеніту. Ізотопний аналіз свинцю виконано на мультиколекторному маспектрометрі МІ-1201 АТ у статичному режимі. Сіль свинцю для ізотопного аналізу виділено, після розчинення кристалів галеніту в концентрованому розчині азотної кислоти, за допомогою іонообмінної смоли *Dowex 1 × 8 200—400 меш, Cl⁻-form*, виробник *Carl Roth*, в іонообмінних колонках модернізованою методикою Т.Е. Крог (Т.Е. Krogh) [11, 25].

Використання включень галеніту для визначення модельного віку особливе: після консервації галеніт у кварці не зазнає впливу молодших водних розчинів, що могли б змінити в ньому відношення між ізотопами свинцю. У такому випадку будь-яке значення модельного віку включення дорівнює істинному віку кристалізації галеніту або перевищує його.

Хімічний склад мінералів визначено за допомогою сканівного електронного мікроскопа *JSM-6700F*, оснащеного енергодисперсійною системою для мікроаналізу *JED-2300 (JEOL)*. Умови виконання аналізів детально охарактеризовані в [32].

Термінологія. Під час описування флюїдних включень використана двочленна генетична класифікація та інші терміни, що стосуються включень, у розумінні Г.Г. Лемлейна та В.А. Калюжного [12—14]. Поділ мінеральних включень здійснено згідно з генетичною класифікацією твердих включень у мінералах В.А. Мокієвського і Ян Фен-Цзюня [16], в якій нами віддано перевагу

таксонам протогенетичні, сингенетичні, епігенетичні.

Геологічна позиція району поширення камерних пегматитів Волині. Заноришові пегматити просторово й генетично пов'язані з гіпабісальним Коростенським плутоном [20]. Вони розташовані в коростенських гранітах рапаківі вздовж західного контакту Волинського габро-лабрадоритового масиву. Волинське пегматитове поле з камерними пегматитами простягнулось з півночі на південь орієнтовно на 22 км і зі сходу на захід — на 0,3—1,5 км.

Виконані дослідження вказують на значну тривалість кристалізації мінералів у камерах, оскільки в їх формуванні, окрім продуктів дегазації магми, що сформувала граніти Коростенського плутону, брали участь продукти дегазації базитового розплаву молодшого магматичного осередку. Датовані зразки інтрузивних магматичних порід Коростенського плутону представлені на ескізній карті [28]. Їхній вік знаходиться в діапазоні від 1800 ± 1 до 1743 ± 5 млн рр. Базитові магми, продукти дегазації яких могли брати участь у становленні пегматитів Волині, ймовірно, формували вивержені породи, що розташовані на північно-східному напрямку від північної околиці Волинського пегматитового поля. Вони стосуються Овруцько-Вільчанського регіону. Для порід Томашгородської групи дайок отримано два визначення віку — $1790 \pm 4,3$ та 1787 ± 12 млн рр. [21]. Мафітові дайки району були датовані в інтервалі 1800—1760 млн рр. [22, 27]. У цьому ж віковому інтервалі формувались і основні породи Волинського масиву [29, 30]. У Білоколовицькій западині виявлені дайки й покриви метабазальтів віком 1000—1640 млн рр. [1]. Оскільки вік цих порід визначено за кристалами магматичного циркону, звичайно найбільш ранніх утворень, то вік продуктів дегазації магматичного розплаву є меншим за вік утворення кристалів циркону.

До умов формування камерних пегматитів Волині. Уявлення про походження камерних пегматитів Волині [5, 8] змінювались у такій послідовності: 1) контакт гранітів рапаківі з масивом габро-лабрадоритів Волинського масиву — основний чинник утворення Волинського пегматитового поля; 2) ка-

мерні пегматити генетично пов'язані з глибинним розломом (тектонічною зоною [23]); 3) формування пегматитів і ріст кристалів у заноришах відбувались у тривалому флюїдному потоці легких компонентів, що надходили по Волинському розлому [8]. Вони відповідають продуктам дегазації магм кислого (переважно) й основного складу.

За відносним віком флюїдних включень у кристалах кварцу, топазу, берилу та інших мінералах камерних пегматитів Волині відтворено складну історію їх формування [8, 15]. Виявилось, що заноришові пегматити Волині є чи не єдиними у світі пегматитами, завершальний етап ендеогенного формування яких пов'язаний із іншим джерелом живлення, що постачало в камери пегматитів високотемпературні потоки CO_2 -флюїду. Вони є продуктами дегазації базитової магми [17, 19], що збереглися у включеннях у кварці, берилі, топазі [9, 15].

Вплив потоків CO_2 -флюїду на пегматити Волинського пегматитового поля різний. На північній околиці поля (села Краївщина, Вікторинка, Писарівка) температура флюїдного потоку перевищувала 450–500 °C [3, 4], а на південній (ділянки Вишняківка, Дворище, Паромівка) — PT -параметри потоків CO_2 -флюїду були значно меншими (230–240 °C і 23–25 МПа). CO_2 -флюїд брав участь у кристалізації кварцу пізньої генерації, потужність якої невелика (розмір кристалів становить від 1–5 мм до 1–1,5 см, іноді до 5–8 см [15]). Початок його росту фіксується сингенетичними первинними трубчастими включеннями CO_2 -флюїду й водного розчину. У цьому різновиді кварцу виявлені включення галеніту [2]. Надходження CO_2 -флюїду було пульсаційним, оскільки в кварці трапляються розтріскані первинні й вторинні включення водного розчину, що вказують на вищу температуру потоку CO_2 -флюїду (300–320 °C). Під час надходження потоків CO_2 -флюїду камерні пегматити перебували на глибині $\leq(2\text{--}2,5)$ і навіть $\leq(1,3\text{--}1,0)$ км [9, 15]. Значний вплив потоків CO_2 -флюїду на пегматити північної околиці пегматитового поля вказує, що джерело надходження CO_2 -флюїду розташоване ближче до неї.

Важливу генетичну інформацію отримано за зміною хімічного складу ізоморфних до-

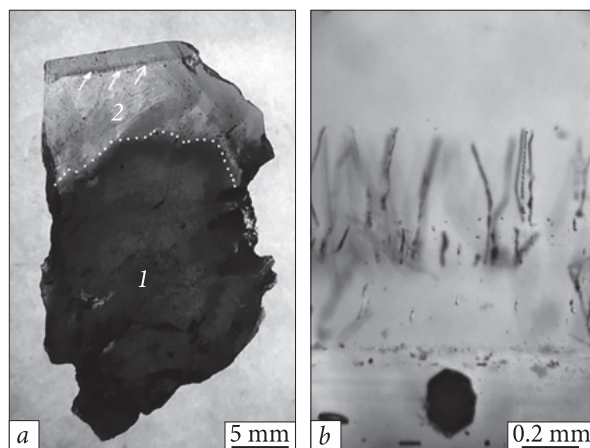


Рис. 1. Пластинка зонального кристалу кварцу (зр. 120-64/303-В), в якій були виявлені включення галеніту: *a* — у периферійній частині кристалу чітко помітна зона сингенетичних включень каситериту (позначена стрілками); *1* — моріон, *2* — кварц пізньої генерації. Пунктирна лінія розділяє два різновиди кварцу; *b* — деталь зони кварцу із сингенетичними включеннями каситериту. В основі зони розташовано сингенетичне включення галеніту (чорний кристал)

Fig. 1. Plate of zonal quartz crystal (sample 120-64/303-B) in which galena inclusions were found: *a* — a zone of syngenetic inclusions of cassiterite is clearly visible in the peripheral part of the crystal (marked by arrows); *1* — morion, *2* — quartz of the late generation. The dotted line separates two varieties of quartz; *b* — detail of a quartz zone with syngenetic inclusions of cassiterite. At the base of the zone a syngenetic inclusion of galena (black crystal) is located

мішок у кварці зонального стільникового кристала [3, 7]. Концентрація парамагнітних центрів Ge^{3+} у кварці пізньої генерації й стільникового кварцу маркувального опалесцентного прошарку димчастого забарвлення різко порушує еволюційне зменшення його вмісту зі зниженням температури й тиску мінералоутворювального середовища, досягаючи максимальних значень. Це вказує, що ріст обох різновидів кварцу мав спільне джерело надходження флюїду. Іншими словами, флюїд, що брав участь у кристалізації кварцу пізньої генерації, надходив у камери пегматиту й за значно вищих температур, що перевищують $\beta \rightarrow \alpha$ -поліморфний перехід (≥ 573 °C), тобто воно (джерело) підживляло флюїди основного етапу формування пегматитів, а не лише відповідало завершальному етапу ендеогенного становлення пегматитів.

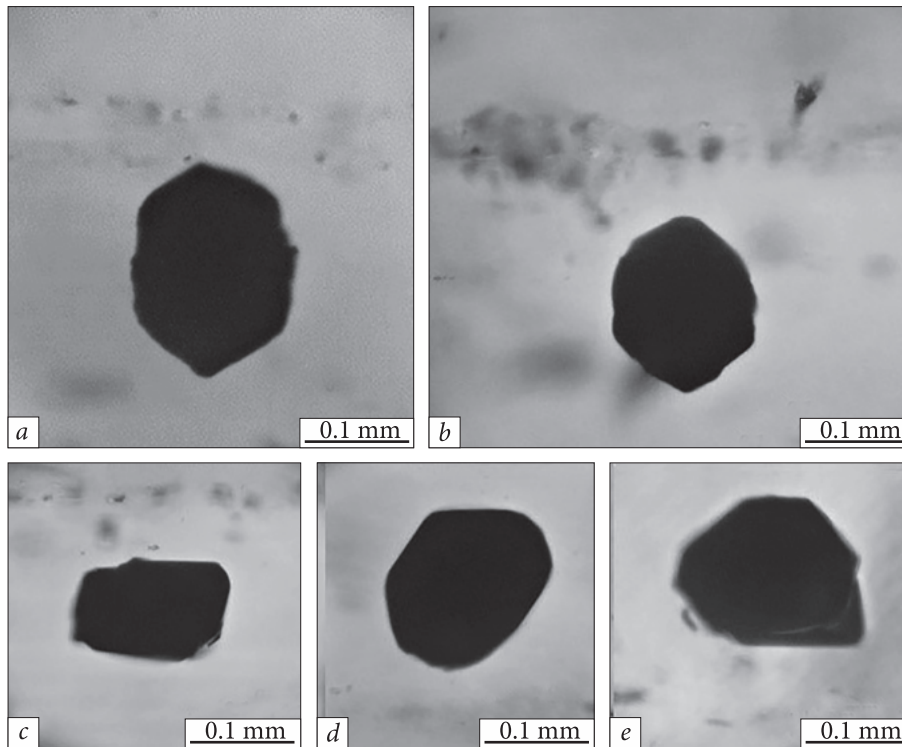


Рис. 2. Сингенетичні (а, b) й протогенетичні (с—e) включення галеніту в кварці пізньої генерації (п. т. № 303)

Fig. 2. Syngenetic (a, b) and protogenetic (c—e) inclusions of galena in the late generation quartz (item No. 303)

Ізотопний склад свинцю галенітів із включень у кварці
Lead isotopic composition of galenas from inclusions in quartz

Проба		Ізотопні співвідношення					
Pb	Лаб. №	206/204	σ	207/204	σ	208/204	σ
№ 1/1	2810	16,656	0,028	15,521	0,018	35,880	0,020
№ 1/2	2811	16,367	0,015	15,425	0,015	35,580	0,017
№ 2/1	2812	17,118	0,019	15,583	0,021	36,121	0,020
№ 2/2	2813	17,002	0,012	15,576	0,014	36,129	0,015
№ 3	2869	16,942	0,018	15,537	0,016	36,017	0,020
№ 5	2871	16,723	0,013	15,512	0,015	35,911	0,017
№ 6	2872	16,662	0,015	15,499	0,016	35,890	0,020
№ 7	2873	17,251	0,050	15,592	0,050	36,191	0,060

Результати дослідження та їх обговорення. У периферійній зоні кварцу пізньої генерації розташовані протогенетичні й рідко сингенетичні включення галеніту (рис. 1, 2). Хімічний склад галеніту, отриманий за допомогою електронно-зондового методу, відповідає стехіометричному, містить сліди As. Окрім того, в присипках, число яких становить 3—5, серед мінералів виявлені зерна альбіту, калішпату, кварцу, галеніту, каситериту. У хімічному складі сингенетичних включень каситериту достовірно виявлено лише Sn і O₂.

За ізотопним складом свинцю (таблиця, рис. 3) у галеніті включень визначено модельний вік їхнього утворення. Проба 3 характеризує сингенетичне включення (рис. 2, а). Вона не відзначається особливостями ізотопного складу свинцю. Найпримітивніший ізотопний склад свинцю, що відповідає моделі Рассела — Фаркуара — Камінга, наближений до ізотопного складу звичайного свинцю (віком 1385 млн pp.) за Стейсі та Крамерсом (J.S. Stasey and J.D. Kramers) [31], галеніт зразка 1/2 (лаб. № 2811) (рис. 3). Саме це значення віку (1,39 млрд pp.) ми приймає-

мо за максимально можливий вік утворення галеніту. Ізотопний склад свинцю решти зразків галеніту дещо складніший, утворений щонайменше з двох джерел, зокрема радіогенного свинцю, вірогідно, палеопротерозойського етапу. У будь-якому разі за нахилом лінії регресії решти (семи) зразків, що лежать вище лінії еволюції ізотопного складу звичайного свинцю, за [31], в програмі *Isoplot* [26], визначено вік 2458 ± 620 млн рр. (рис. 3), $MSWD = 153$.

Різниця між віком кристалізації протогенетичних включень циркону й уранініту ($1,75 \pm 0,10$ млрд рр.), визначена методом загального свинцю в кристалах топазу [6], й модельним віком галеніту ($1,39$ млрд рр.) у кварці пізньої генерації відповідає часу росту кристалів у камерах пегматитів Волині, тобто становить $\geq 360 \pm 100$ млн рр. Це неочікувано велике значення тривалості росту кристалів, ймовірно, вдасться скорегувати за віком кристалізації протогенетичних включень монациту, що знаходяться на відстані 1—2 мм від грані кристалу топазу. За цей час глибина знаходження пегматитів зменшувалася від $\sim 3,5$ —3,0 до 1,3—1,0 км.

Три мінерали камерних пегматитів Волині (кварц, берил, топаз) містять первинні включення CO_2 -флюїду. У кварці й берилі вони трапляються разом із включеннями водного розчину. У топазі нами виявлені лише первинні включення CO_2 -флюїду неправильної форми, що "прилипають" до сингенетичних включень фенакіту (рис. 4). Температура їхньої консервації становить $300^\circ C$. У мінералі також присутні вторинні включення гетерогенного походження водного розчину й CO_2 -флюїду.

У кристалах топазу, сформованого до консервації первинних включень CO_2 -флюїду, відсутні ознаки слідів його розчинення чи перерви в рості. Тобто надходження початкової порції CO_2 -флюїду не викликало суттєвих змін хімічного складу водного розчину, що брав участь у рості кристалів топазу на завершальному етапі ендегенного формування пегматитів. Проте згодом він змінився настільки швидко, що ріст топазу припинився: потужність мінералу від включення CO_2 -флюїду до сучасної грані {110} кристала становить лише 1—2 мм (п. т. № 163). Початок

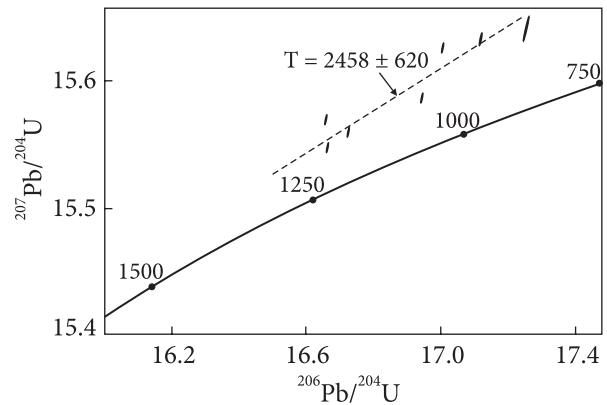


Рис. 3. Свинцев-свинцева ($^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$) діаграма з кривою еволюції ізотопного складу рудного свинцю із включень галеніту у пізньому кварці з камерного пегматиту Волині

Fig. 3. Lead-lead ($^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$) diagram with the evolution curve of the isotopic composition of ore lead of galena inclusions in late quartz from the Volyn chamber pegmatite

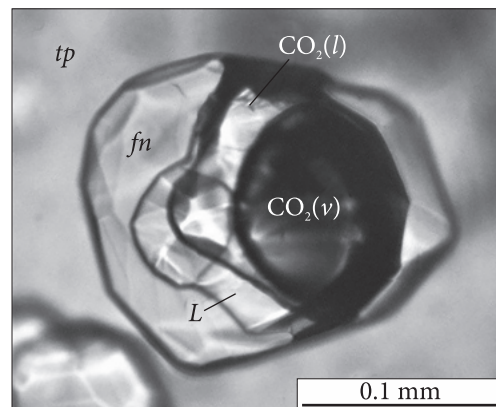


Рис. 4. Первинне включення CO_2 -флюїду, що "прилипло" до включення фенакіту в топазі (*fn* — фенакіт, *tp* — топаз, *L* — водний розчин, $CO_2(l)$ — рідка фаза CO_2 -флюїду, $CO_2(v)$ — газова фаза CO_2 -флюїду)

Fig. 4. Primary CO_2 -fluid inclusion that "stuck" to the inclusion of phenakite in topaz (*fn* — phenakite, *tp* — topaz, *L* — aqueous solution, $CO_2(l)$ — liquid phase of CO_2 -fluid, $CO_2(v)$ — gas phase of CO_2 -fluid)

росту кварцу пізньої генерації відбувся за нижчої температури (230 — $240^\circ C$), проте його ріст тривав іноді відносно довго. Отже, ендегенна кристалізація мінералів у занорішах між основним і завершальним етапами була безперервною в часі.

Висновки. 1. Надходження продуктів дегазації магматичних осередків у камери пегматитів Волині було безперервним.

2. Магматичні осередки, що надсилали флюїдні потоки в пегматити, мали кислий і базитовий склад. Вони формували відповідно гранітні й базитові масиви. Продукти дегазації магматичних осередків поєднувались.

3. Можна припустити, що ендегенна кристалізація мінералів у камерах пегматитів Волині тривала довго — з $1,75 \pm 0,10$ до 1,39 млрд рр. Вона зумовлена надходженням продуктів дегазації магми в пегматити досить тривалий час.

ЛІТЕРАТУРА

1. Беспалько Н.А. Геологическое положение пород Белокоровичской структуры. *Геол. журн.* 1986. **46**, № 3. С. 25—33.
2. Возняк Д.К. Последовательность кристаллизации галенита, касситерита, гематита и сидерита на конечной стадии формирования пегматитовых тел. *Минерал. сб.* 1968. № 22, вып. 4. С. 413—416.
3. Возняк Д.К. Мікрровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. Київ: Наук. думка, 2007. 280 с.
4. Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Черныш Д.С. О генезисе сотовидного кварца. *Кварц, Кремнезем. Материалы Междунар. семинара. Сыктывкар, 21—24 июня 2004.* Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 70—72.
5. Возняк Д., Матковський О., Павлишин В. Великі й гігантські кристали як критерій генезису камерних пегматитів Волині. *Мінерал. зб.* 2012. № 62, вип. 2. С. 36—46.
6. Возняк Д.К., Остапенко С.С., Павлишин В.І., Щириця Л.Д. Анатомія та орієнтовний вік радіоактивних мінералів включень (на прикладі топазу із пегматитів Волині). *Мінерал. журн.* 1998. **20**, № 5. С. 20—33.
7. Возняк Д.К., Павлишин В.І., Калиниченко А.М., Багмут Н.Н. Инверсионная трещиноватость и α — β -переход кварца. *Кварц, Кремнезем. Материалы Междунар. семинара. Сыктывкар, 21—24 июня 2004.* Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 46—47.
8. Возняк Д.К., Павлишин В.І. Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришових пегматитів Волині (Український щит). *Мінерал. журн.* 2008. **30**, № 1. С. 5—20.
9. Возняк Д.К., Хоменко В.М., Франц Г., Віденбек М. Фізико-хімічні умови завершального етапу становлення пегматитів Волині за даними термобарометрії та інфрачервоної спектроскопії берилу. *Мінерал. журн.* 2012. **34**, № 2. С. 26—38.
10. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. *Геология рудн. месторождений.* 1960. № 1. С. 45—54.
11. Довбуш Т.І., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРР. Методичні рекомендації. Київ: УкрДГРІ, 2008. 77 с.
12. Калюжний В.А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах. Київ: Вид-во АН УРСР, 1961. 168 с.
13. Калюжний В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 239 с.
14. Леммлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах. *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва.* 1959. **88**, № 2. С. 137—143.
15. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України. Відп. ред. В.А. Калюжний. Київ: Наук. думка, 1971. 216 с.
16. Мокиевский В.А., Ян Фен-Дзюнь. Новое о твердых включениях в минералах. *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва.* 1961. Ч. 90, № 5. С. 510—520.
17. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl , F , S , CO_2) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок. *Геохимия.* 2000. № 5. С. 555—564.
18. Павлишин В.І., Матковський О.І., Довгий С.О. Генезис мінералів. Київ: ВПЦ "Київ. ун-т", 2003. 656 с.
19. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. Москва: Мир, 1987. 632 с.
20. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1947. 137 с.
21. Шумлянський Л.В. Результати U-Pb датирования кластогенных цирконов из метаосадочных пород Овручской и Белоковичской впадин, северо-западная часть Украинского щита. Изотопные системы и время геологических процессов. *Материалы IV Рос. конф. по изотоп. геохронологии: в 2-х т. (2—4 июня 2009 г., ИГГД РАН), Т. 2.* Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 282—284.
22. Шумлянський Л.В., Мазур М.Д. Вік та речовинний склад йотунітів Білорічицького дайкового поясу. *Геолог України.* 2010. № 1—2. С. 70—78.
23. Юрк Ю.Ю. Про гранітні пегматити. *Геол. журн.* 1948. XI, вип. 1—2. С. 59—68.

24. Яковлева В.В., Панченко В.І. Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання. Мінерально-сировинна база Волині. *Матеріали 2-ї Всеукр. наук.-краєзнавчої конф. 10 груд. 2009 р., смт Володарськ-Волинський*, 2009. С. 62—74.
25. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. **37**, No. 3. P. 485—494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
26. Ludwig K.R. ISOPLOT for Windows, version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. No. 4. 2003. P. 70.
27. Shumlyanskyy L., Ernst R., Söderlund U., Billström K., Mitrokhin O., Tsybmal S. New U-Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. *GFF*. 2016. **138**. P. 79—85. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1116602>
28. Shumlyanskyy L., Franz G., Glynn S., Mytrokhyn O., Voznyak D., Bilan O. Geochronology of granites of the western Korosten AMCG complex (Ukrainian Shield): implications for the emplacement history and origin of miarolitic pegmatites. *Eur. J. Mineral.* 2021. **33**. P. 703—716. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-703-2021>
29. Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian Shield: new U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precam. Res.* 2017. **292**. P. 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
30. Shumlyanskyy L., Storey, C.D., Hawkesworth C.J. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age and Hf isotope composition of detrital zircons from the Polissya Series metasediments, western part of Baltica and their possible sources. Rodinia: supercontinents, superplumes and Scotland. *Edinburgh. 6—13 Septem. 2000. Programme and abstracts*. P. 72.
31. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. **26**, Iss. 2. P. 207—221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
32. Vyshnevskiy O.A. Compositional Zoning in Pyrope From Sedimentary Deposits of Bug Area (Ukraine): Implications for Understanding their Provenance. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. 2020. **42**, No. 3. P. 17—26. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.017>

Надійшла 08.08.2022

REFERENCES

1. Bessalko, N.A. (1986), *Geol. Journ.*, Vol. 46, No. 3, Kyiv, UA, pp. 25-33 [in Russian].
2. Voznyak, D.K. (1968), *Mineral. zb.*, No. 22, Iss. 2, Lviv, UA, pp. 413-416 [in Ukrainian].
3. Voznyak, D.K. (2007), *Microinclusion and reconstruction of conditions of endogenous mineral formation*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 280 p. [in Ukrainian].
4. Voznyak, D.K., Galaburda, Yu.A. and Chernysh, D.S. (2004), *Quartz. Silica. Materials of the Int. seminar. Syktyvkar, June 21-24, 2004*, Geoprint, Syktyvkar, pp. 70-72 [in Russian].
5. Voznyak, D., Matkovskyy, O. and Pavlyshyn, V. (2012), *Mineral. zb.*, No. 62, Iss. 2, Lviv, UA, pp. 36-46 [in Ukrainian].
6. Voznyak, D.K., Ostapenko, S.S., Pavlyshyn, V.I. and Shchyrytsa, L.D. (1998), *Mineral. Journal. (Ukraine)*, Vol. 20, No. 5, Kyiv, UA, pp. 20-33 [in Ukrainian].
7. Voznyak, D.K., Pavlyshyn, V.I., Kalinichenko, A.M. and Bahmut, N.N. (2004), *Quartz. Silica. Materials of the Int. seminar. Syktyvkar, June 21-24, 2004*, Geoprint, Syktyvkar, RU, pp. 46-47 [in Russian].
8. Voznyak, D.K. and Pavlyshyn, (2008), *Mineral. Journal. (Ukraine)*, Vol. 30, No. 1, Kyiv, UA, pp. 5-20 [in Ukrainian].
9. Voznyak, D.K., Khomenko, V.M., Franz, G. and Wiedenbeck, M. (2012), *Mineral. Journal. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 2, Kyiv, UA, pp. 26-38 [in Ukrainian].
10. Ginsburg, A.I. and Rodionov, G.G. (1960), *Geology of ore deposits*, No. 1, pp. 45-54 [in Russian].
11. Dovbush, T.I., Skobelev, V.M., Stepanyuk, L.M. (2008), *Methodological recommendations for uranium-lead, rubidium-strontium and samarium-neodymium isotope dating of geological objects during geological exploration*, Methodological recommendations, UkrDGRI, Kyiv, UA, 77 p. [in Ukrainian].
12. Kalyuzhnyy, V.A. (1961), *Methods of studying multiphase inclusions in minerals*, Publ. AN UkrRSR, Kyiv, UA, 168 p. [in Ukrainian].
13. Kalyuzhnyy, V.A. (1982), *Fundamentals of the doctrine of mineral-forming fluids*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 239 p. [in Russian].
14. Lemlein, G.G. (1959), *Zap. Vsesoyuz. Mineral. ob-va*, Vol. 88, No. 2, RU, pp. 137-143 [in Russian].
15. Kaluzhnyi, V.A. (ed.) (1971), *Mineral-forming fluids and paragenesis of minerals of pegmatites of chamber type of Ukraine*, Nauk. dumka, Kyiv, 216 p. [in Ukrainian].
16. Mokievskiy, V.A. and Jan Fen-Dzjun (1961), *Zap. Vsesoyuz. Mineral. ob-va*, Ch. 90, No. 5, RU, pp. 510-520 [in Russian].

17. Naumov, V.B., Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V. and Dorofeeva, V.A. (2000), *Geochemistry*, No. 5, Moscow, pp. 555-564 [in Russian].
18. Pavlyshyn, V.I., Matkovskiy, O.I. and Dovhyi, S.O. (2003), *Genesis of minerals*, VPTS Kyiv University publ., UA, 656 p. [in Ukrainian].
19. Roedder, E. (1987), *Fluid inclusions in minerals, The use of inclusions in the study of the genesis of rocks and ores*, Vol. 2, Mir, Moscow, 632 p. [in Russian].
20. Sobolev, V.S. (1947), *Petrology of the eastern part of the complex Korosten pluton*, Publ. House Lvov. Univ., 137 p. [in Russian].
21. Shumlyansky, L.V. (2009), *Materials IV Ros. conf. according to isotope geochronology, Sankt-Petersburg 2-4 June, IGGD RAS, 2009*, Vol. II, IP Katalkina publ., St. Petersburg, RU, pp. 282-284 [in Russian].
22. Shumlyansky, L.V. and Mazur, M.D. (2010), *Geologist of Ukraine*, No. 1-2, Kyiv, UA, pp. 70-78 [in Ukrainian].
23. Yurk, Yu.Yu. (1948), *Geol. Journ.*, Vol. 11, Iss. 1-2, Kyiv, UA, pp. 59-68 [in Ukrainian].
24. Jakovleva, V.V. and Panchenko, V.I. (2009), *Materials of the second all-Ukrainian sci. and local history conf. Decem. 10, 2009, Smt. Volodarsk-Volynskiy, UA*, pp. 62-74 [in Ukrainian].
25. Krogh, T.E. (1973), *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 37, No. 3, pp. 485-494. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90213-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5)
26. Ludwig, K.R. (2003), *ISOPLOT for Windows, version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, No. 4*, p. 70.
27. Shumlyansky, L., Ernst, R., Söderlund, U., Billström, K., Mitrokhyn, O. and Tsymbal, S. (2016), *GFF*, Vol. 138, pp. 79-85. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1116602>
28. Shumlyansky, L., Franz, G., Glynn, S., Mytrokhyn, O., Voznyak, D. and Bilan, O. (2021), *Eur. J. Mineral.*, Vol. 33, 703-716. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-703-2021>
29. Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M. and Bilan, O. (2017), *Precam. Res.*, Vol. 292, pp. 216-239, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
30. Shumlyansky, L., Storey, C.D. and Hawkesworth, C.J. (2000), *Rodinia: supercontinents, superplumes and Scotland, Edinburgh., 6-13 Septem. 2000. Programe and abstracts*, p. 72.
31. Stacey, S. and Kramers, J.D. (1975), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 26, Iss. 2, pp. 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
32. Vyshnevskiy, O.A. (2020), *Mineral. Journal. (Ukraine)*, Vol. 42, No. 3, Kyiv, UA, pp. 17-26 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.42.03.017>

Received 08.08.2022

D.K. Voznyak, DcSc (Geology), Chief Research Fellow

E-mail: dkvoznayak@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0002-6124-2033>

L.M. Stepanyuk, DcSc (Geology), Corresp. Member of NAS of Ukraine, Prof., Deputy Director

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

T.I. Dovbush, Researcher Fellow

E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-3512-3313>

O.A. Vyshnevskiy, PhD (Geology and Mineralogy), Senior Research Fellow

E-mail: vyshnevskyy@i.ua; ResearcherID: 1-9996-2018

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142

AGE AND DURATION OF CRYSTALS GROWTH IN CHAMBERS OF VOLYN PEGMATITES (UKRAINIAN SHIELD)

Formation of chamber pegmatites is associated with tectonomagmatic activation of the region of their distribution. It should be expected that the granitic chamber pegmatites of Volyn were formed by products of degassing of acidic magma. However, in the growth of quartz of the late generation, the beginning of crystallization of which was about 200 °C, CO₂-fluids were involved. They are products of degassing of basic magma, which also took part in the growth of crystals at higher temperatures (>573 °C). Crystallization of minerals in chambers was long: from 1.75 ± 0.10 billion years (age of protogenetic inclusions of zircon and uraninite in topaz crystals) to 1.39 billion years (age of galena inclusions in late-generation quartz). So, for the first time, it was substantiated that the duration of crystal growth in the chambers of Volyn pegmatites was at least 360 ± 100 million years. Therefore, it is assumed that the growth of crystals in chambers Volyn pegmatites lasted for quite a long time.

Keywords: galena, syngenetic and protogenetic inclusions, CO₂-fluid, duration of crystal growth.