

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.087>
УДК 549.614 + 553.21(477)

Д.К. Возняк, д-р геол. наук, гол. наук. співроб.
E-mail: dkvoznyak@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0002-6124-2033>

В.М. Бельський, канд. геол. наук, наук. співроб.
E-mail: belskiy_vm@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34

ЩЕ РАЗ ПРО "МАГМАТИЧНУ" ПРИРОДУ КРИСТАЛІВ ТОПАЗУ З КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ ВОЛИНИ (УКРАЇНСЬКИЙ ШИТ)

Проаналізовано різні аспекти генези первинних флюїдних включень (0,01–1,0 іноді до 2 мм) з великою кількістю мінеральних фаз у кристалах топазу з камерних пегматитів Волині. Результати їхнього дослідження сформували дві принципово різні точки зору на їх походження. Перша — кристали росли з магматичного розплаву; друга — з водного розчину, густина якого приблизна до критичної. Суть розбіжності полягає в достовірності обґрунтування природи мінеральних фаз у первинних включеннях — вони є ксеногенними чи дочірніми щодо мінералоутворювального середовища. На ксеногенне походження фаз вказують: 1) розміщення первинних включень на колишніх гранях кристалів топазу. Воно визначає грані, на які осідали дрібні мінеральні фази із скаламученого кипінням водного розчину в процесі росту кристалів топазу; 2) наповнення первинних включень — непостійне. Об'єм мінеральних фаз у включеннях становить від 40 до 90–95 %, часто — 70–75 %, решта об'єму — газ і водний розчин. Дуже рідко трапляються рідинно-газові (рідини ~40 %) включення без твердих фаз або їхній об'єм <5 %. Окрім того, співвідношення між об'ємами мінеральних фаз у включеннях різне; 3) світлові облямівки навколо включень фіксують зміну хімічного складу (показників заломлення) перенесеного топазу в процесі набуття включеннями рівноважної форми негативного кристала; 4) ксеногенну природу мінеральних фаз первинних включень у топазі підтверджує величина флюїдного тиску (2,6–3,0 кбар) магматичного розплаву, оскільки вона заперечує можливість утворення камерних пегматитів на глибинах 9–11 км. Отже, формування своєрідних первинних включень, викликане осіданням на грані кристалів топазу, що ростуть, дрібних мінеральних фаз із скаламученого водного розчину, який бурхливо закипав. Кристали топазу в камерних пегматитах росли у водному розчині за температури 370–415 °C і тиску 30–40 МПа.

Ключові слова: топаз, первинні включення, ксеногенні й дочірні фази, наповнення включень, камерні пегматити Волині, кипіння водного розчину, *PT* параметри кристалізації.

Вступ. Заноришові (за О.Є. Ферсманом), камерні (за М.П. Єрмаковим) або кристалоносні (за А.І. Гінзбургом і Г.Г. Родіоновим) пегматити формувалися на глибині менше 4 км [11]. Ці значення перебувають в межах, де можливий прояв гідродинамічно відкритої системи [9] і ріст кристалів у вільному просторі. Нами вперше було запропоновано ріст кристалів у камерних пегматитах Волині у флюїдному мінерало-

утворювальному потоці [6]. Суть у тому, що розташування камерних пегматитів у гранітах Коростенського плутону поблизу контакту з масивом основних порід, не є визначальним фактором формування камерних пегматитів. Причина в іншому: по західному контакту основних порід з гранітами проходить Волинський глибинний розлом, по якому передбачається надходження магми коростенського гра-

Цитування: Возняк Д.К., Бельський В.М. Ще раз про "магматичну" природу кристалів топазу з камерних пегматитів Волині (Український шит). *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 4. С. 87–97. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.087>

ніту, а в подальшому — продуктів дегазації магми [6]. Генетичний зв'язок між джерелом тривалого надходження летких флюїдів (H_2O , CO_2 , HF , Li_2O , B_2O_3 та ін.) і розташуванням заноришових пегматитів є необхідною передумовою росту в них великих і гігантських кристалів кварцу, топазу, берилу [5]. Він (зв'язок) поширюється не лише на Волинське пегматитове поле, але на й інші райони планети.

Флюїдні включення в кристалах топазу відзначаються різним наповненням, хімічним складом, сольовою концентрацією водних розчинів, своєрідними, характерними лише для камерних пегматитів Волині, включеннями. Історія їхнього тривалого вивчення є повчальною, оскільки розкриває зміну поглядів на походження одних і тих же включень, і, як наслідок, на генезис камерних пегматитів Волині [14, 19].

Г.Г. Леммлейн уперше описав світлові облямівки (смужки Бекке) навколо вторинних флюїдних включень у топазі [15]. Згодом такі світлові облямівки були виявлені навколо рідких включень у берилі [17]. Автори вважали, що кристалізація цих мінералів у пегматитах відбувалась із сильно концентрованих водних розчинів, з яких зі зниженням температури відкладалася речовина мінералу, що розміщується між світловою облямівкою і сучасною порожниною включення. Запропоноване Г.Г. Леммлейном пояснення способу утворення світлових облямівок навколо флюїдних включень у топазі, берилі виявилось настільки логічно досконалим, що ним, як достовірним, іноді користувалися й через півстоліття.

З часом було доведено [3], що в процесі набуття порожниною включення рівноважної форми негативного кристала в топазі відбувалося закономірне перенесення розчином включення речовини мінералу з одного місця на інше. Водночас концентрація мінералу в розчині включення у момент його консервації була незначною, а температура — невисокою. У берилі пізньої генерації, температура кристалізації якого становить $\sim 190\text{--}200\text{ }^\circ\text{C}$ [8], виявлено флюїдні включення зі світловими облямівками, що переконливо доводить їхнє утворення в процесі набуття ними рівноважної форми негативного кристала.

Результати вивчення первинних і вторинних флюїдних включень у кристалах топазу Волинського пегматитового поля різними дослідниками (М.П. Єрмаков, М.М. Івантишин, О.Є. Ла-

заренко, І.В. Моторіна та ін.) показали, що включення заповнені водним розчином і температури їхньої гомогенізації сягають від $180\text{--}200$ до $450\text{--}540\text{ }^\circ\text{C}$ [14]. Найбільше зацікавили результати вивчення первинних включень з великою кількістю мінеральних фаз у кристалах топазу. Історія їхнього дослідження також не проста. Нижче її буде розглянуто детальніше.

Г.Г. Леммлейн із співавторами [18] вперше опублікували результати дослідження безперечно первинних включень з мінеральними фазами, що мали однакове наповнення, в кристалах топазу з камерних пегматитів Волині. Великі за розмірами ($0,01\text{--}0,3\text{ мм}$) включення негативної форми розташовані на площинах колишніх граней кристалів. Орієнтовно 70% об'єму включення займають тверді фази, а також обов'язково рідина й газ. За показниками заломлення серед твердих фаз діагностовано кварц, мусковіт, кріоліт, невідомий мінерал, флюорит (?) та інші фториди та хлориди, водний розчин і газ. До $T\ 500\text{ }^\circ\text{C}$ зникає газова фаза, а подальше нагрівання неодмінно викликало розтріскування включень. Вищих температур було досягнуто в автоклаві за флюїдного тиску інертного газу $\sim 3000\text{ кг/см}^2$, що викликали плавлення мінеральних фаз. Автори вважають, що в пегматитах кристалізація топазу, кварцу, мусковіту та інших мінералів відбувалась за участі силікатного розплаву орієнтовно за $T\ 700\text{ }^\circ\text{C}$ і декількох тисяч атмосфер. Кількість води у силікатному розплаві включення становить більше $10\text{ мас. } \%$, а розчинність топазу — орієнтовно $10\text{--}15\%$ загального об'єму включення.

Після цієї роботи було оприлюднено інші результати вивчення ідентичних первинних включень у кристалах топазу [2; 12; 19], що не підтвердили інформацію про однакове наповнення включень мінеральними фазами [18]. Автори пояснили механізм формування таких включень та обґрунтували *PT* параметри кристалізації топазу з водних розчинів ($370\text{--}415\text{ }^\circ\text{C}$, $30\text{--}40\text{ МПа}$), тобто заперечили магматичну природу кристалів топазу в камерних пегматитах Волині. Проте результати цих досліджень пройшли повз увагу науковців [13, 22, 23], які через ≥ 30 років після першої роботи оголосили нові результати досліджень первинних включень у кристалах топазу. Вони підтвердили висновок Г.Г. Леммлейна із співавторами про магматичне походження топазу, навели хімічний склад скла загартованого силікатного роз-

плаву включень, який, на думку авторів, брав участь у рості кристалів топазу, та діагностику мінералів, що було виявлено в топазі та у первинних включеннях. Фізико-хімічні параметри силікатної магми: температура — 650–700 °С, температура солідуса — 530 °С, тиск суттєво водного флюїду — 2,6–3,0 кбар, мінералоутворювальне середовище — розплав + кристали + флюїд. У розплаві вміст H_2O складає 7 мас. %, F — 5,1 мас. % [13]. Серед кристалічних фаз у первинних включеннях виявлені топаз, кварц, альбіт, калішпат, протолітійніт, цинвальдит, лепідоліт, мусковіт, флюоцерит, колумбіт, каситерит, графіт, монацит, муасаніт (?). Автори вважають, що магма була насичена мінералами Nb (колумбіт), Sn (каситерит), W (вольфраміт), Be, U [13]. Наголошується [23] на вперше обгрунтованому генезисі каситериту, вольфраміту, вольфраміксіоліту камерних пегматитів Волині з магматичного розплаву.

Назріла гостра необхідність ще раз повернутися до питання про генезис топазу, а точніше, до походження первинних включень з мінеральними фазами в кристалах топазу камерних пегматитів Волині, оскільки, з одного боку, певною мірою дискредитується можливість отримувати надійні дані про умови формування топазу камерних пегматитів, а з іншого, підтверджується думка, що включення в мінералах можуть бути далекі від простої інтерпретації. Окрім того, відтворення умов формування первинних включень у топазі безпосередньо стосується генезису камерних пегматитів Волині. Воно (відтворення) має пряме відношення до росту великих і гігантських кристалів у камерних пегматитах, що кристалізуються в тривалому потоці летких компонентів (H_2O , CO_2 , HF та ін.) [5, 6].

Мета роботи — проаналізувати різні аспекти утворення первинних включень, що містять велику кількість мінеральних фаз, у кристалах топазу з камерних пегматитів Волині, доповнивши їх новими фактами. На цій основі отримати обгрунтовані докази їхнього походження.

Термінологія. У статті автори послуговуються генетичною класифікацією флюїдних включень та іншими термінами, що стосуються включень, В.А. Калюжного [12].

Зразки та методи дослідження. Вивчалися спайні сколки й кристали топазу з камер пегматитів Волині, що містили первинні включення з великою кількістю мінеральних фаз. Розміри кристалів топазу за видовженням ся-

гають до 5–8 см, по спайності сколки кристалів у напрямку [100] і [010] мають здебільшого розміри (см) — (2–3) × (4–5). Кристали топазу — прозорі, переважно секторально забарвлені в рожево-бурий та голубий кольори, безбарвні. Важливим елементом дослідження є уважний візуальний перегляд первинних включень з мінеральними фазами (наповнення, форма, світлові облямівки, розміри, орієнтування в кристалі, характерні особливості мінеральних фаз), що розміщені на колишніх гранях кристалів топазу. Температури гомогенізації рідинно-газової складової включень визначалися на термокамері з точністю $\pm 1^\circ C$ [12]. Хімічний склад мінеральних фаз у первинних включеннях у кристалах топазу визначався на мікроаналізаторі JXA-733 (JEOL, Японія) методом EDS. Прискорювальна напруга 20 кВ, сила струму 60 нА, діаметр зонда 3 мкм.

Результати досліджень та обговорення. Канадський професор Гордон Сміт [20, с. 371] щодо реконструкції умов формування пегматитів, зазначив, що "...різними дослідниками пропонувалися всі можливі комбінації механізмів кристалізації й типів флюїдів і що їх порівняння на загал позбавлене сенсу до тих пір, поки не будуть встановлені надійні факти стосовно температури, тиску й складу флюїдів... Найдостовірніші дані про склад флюїдів ми отримуємо, вивчаючи первинні включення в кристалах". Проте й тут, як буде показано далі, можуть виникнути перешкоди. Так, у ході реконструкції умов формування топазу камерних пегматитів Волині за первинними включеннями з великою кількістю мінеральних фаз отримано дані про параметри його кристалізації, що принципово відрізняються між собою. Зазначимо, що реконструкція умов формування топазу виявилася непростою та затягнулася на 60 років. Суть розбіжності полягає в тому, наскільки достовірно обгрунтовано генетичну природу мінеральних фаз у первинних включеннях — вони є ксеногенними чи дочірніми щодо мінералоутворювального середовища.

Перш ніж безпосередньо перейти до викладу матеріалу, що стосується реконструкції умов формування первинних включень з великою кількістю мінеральних фаз у кристалах топазу, зупинимось на обгрунтуванні порядку зміни мінералоутворювального флюїду під час росту кристалів у камерах пегматитів Волині (табл. 1). Вона відзначається високою детальністю й достовірністю, оскільки відтворена на явищах пе-

ренаповнення флюїдних включень переважно у кристалах кварцу, топазу, берилу.

Камерні пегматити приурочені загалом до невеликих глибин земної кори, тому мінералоутворювальні флюїди в період росту кристалів у порожнинах вільного росту мають спільні риси еволюції. Унаслідок зниження температури й розряджання динамічних напружень збільшується пористість та проникність гранітів і порід, що вміщують пегматити. Їхнє збільшення зменшує ступінь герметичності камер, що зумовлює зміну гідродинамічного стану мінералоутворювальної системи: вона із закритої через перехідну стає відкритою. У цьому разі відбувається закономірний перехід флюїдного тиску від літостатичного через проміжний до гідростатичного [6, 7].

Волинське пегматитове поле генетично й просторово пов'язане із становленням Коростенського плутону. Пегматитове поле розташоване поблизу західного контакту гранітів плутону з масивом основних порід і приурочене до зони Волинського глибинного розлому. Розломи, що його формують, впливають на формування камерних пегматитів, як на магматичній, так і постмагматичній стадії, зокрема, в період росту кристалів. Тріщинна проникність розломів непостійна, вона змінюється залежно від зміни інтенсивності й напрямку тектонічних рухів.

Обґрунтовано, що протягом всього періоду формування пегматитів не відбулося принци-

пової перебудови структурного плану району. Зв'язок пегматитів з проміжними значеннями густини лінеаментів (мегатріщин) всіх систем свідчать на їх приуроченість до зон з оптимальною тріщинною проникністю порід. Це добре узгоджується з уявленнями про формування зруденіння за оптимальних швидкостей руху мінералоутворювальних розчинів [21].

Надходження в камери флюїдів, позначених в табл. 1*, **, викликані тектонічними рухами, можливо, близькі за часом прояву, але мають різні джерела. Флюїдні потоки CO₂, позначені**, імовірно, викликані вкоріненням дайок діабазів, габро-діабазів у районі поблизу північної околиці Волинського пегматитового поля, оскільки CO₂-флюїди, що зафіксовано в пегматитових тілах північної околиці поля, відзначаються набагато вищими *PT* параметрами, ніж у пегматитах півдня. Випадки тривалого бурхливого кипіння мінералоутворювального водного розчину, подібного до виявленого під час формування камерних пегматитів Волині, в природі, ймовірно, рідкісні, оскільки первинних включень з мінеральними фазами й водним розчином у кристалах з камерних пегматитів з інших місць їх поширення нам невідомі.

На ксеногенність мінеральних фаз у первинних включеннях у топазі вказують: а) специфіка розташування первинних включень у кристалах; б) наповнення включень; в) генетичне походження світлових облямівок навколо включень; г) можливі глибини розташуван-

Таблиця 1. Стан мінералоутворювального флюїду в період росту кристалів у камерах пегматитів Волинського пегматитового поля [7]

Table 1. State of mineral-forming fluid during crystal growth in pegmatite chambers of Volyn pegmatite field [7]

Hydrodynamic tightness of chambers	Fluid pressure	Physical state of mineral formation aqueous solution	Temperature, pressure
Intermediate	From \leq lithostatic to \geq hydrostatic	From homogeneous (liquid-gas, density close to critical) to heterogeneous (concentrated saline solution from 30–35 to 50–60 wt.% NaCl + water vapor with a density of 0.05–0.20 g/cm ³) *	\sim 600 – 250–200°C; from \sim 100 to (10–25) MPa
Open	Hydrostatic; > hydrostatic, upon receipt of streams of CO ₂ -fluid	Heterogeneous (liquid + gas) **	\geq (200–230)°C; \geq (10–25) MPa

* Короткочасне надходження сольових розплавів (\sim 80–85 мас. % NaCl, 500–550 °C); ** Короткочасне надходження потоків CO₂-флюїду, значення тиску яких у камерах пегматитів зростало у напрямі з південної до північної околиці Волинського пегматитового поля від 10–25 до \geq (70–80) МПа, а температури від \sim 200–230 до більше 450–500 °C.

* Short-term inflow of salt melts (\sim 80-85 wt.% NaCl, 500-550°C); ** Short-term inflow of CO₂-fluid streams, the pressure of which in the pegmatite chambers increased in the direction from the southern to the northern outskirts of the Volyn pegmatite field from 10-25 to \geq (70-80) MPa, and temperatures from \sim 200-230 to more than 450-500°C.

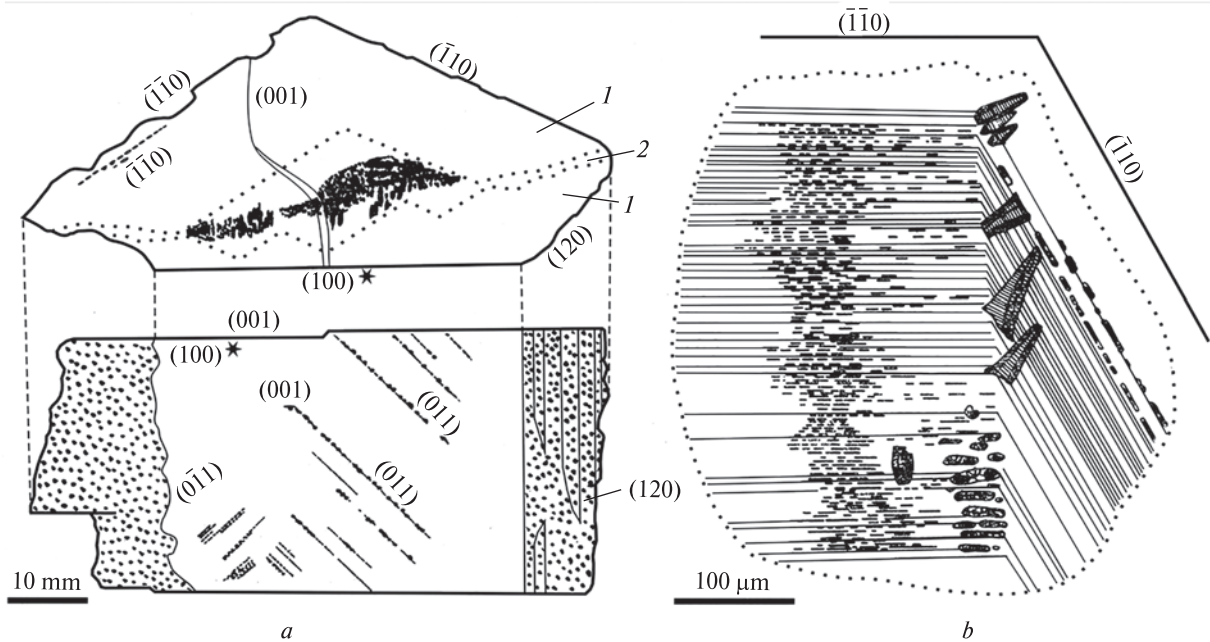


Рис. 1. Первинні включення з мінеральними фазами (а), які розташовані на площинах минулих граней $\{011\}$, $\{001\}$; $\{100\}^*$ — штучно прищліфована площина. Колір топазу: 1 — рожево-бурий; 2 — блакитний; первинні рідкі включення з мінеральними фазами в пірамідах росту $\langle 110 \rangle$ суміжних граней $\{110\}$ (b). Виявлено також сингенетичні включення літєво-заліистої слюди (протолітїоніту) [19]

Fig. 1. Primary inclusions with mineral phases (a), which are located on the planes of the past faces $\{011\}$, $\{001\}$; $\{100\}^*$ — polished plane. Topaz color: 1 — pink-brown; 2 — blue; primary liquid inclusions with mineral phases in the growth pyramids $\langle 110 \rangle$ adjacent faces $\{110\}$ (b). Not only fluid syngenetic inclusions are revealed, but also lithium-iron-mica (protolithionite) [19]

ня камерних пегматитів Волині за умови магматичного походження кристалів топазу.

Специфіка розташування первинних включень з мінеральними фазами в кристалах топазу. Первинні включення з мінеральними фазами розміщені на колишніх гранях кристалів топазу: переважно призм $\{110\}$, $\{011\}$, $\{021\}$, пінакоїда $\{001\}$. Виявлена специфіка розташування первинних включень у кристалах, яка дає змогу визначити орієнтування кристалів топазу під час росту в камерах вільного росту. У випадку знаходження включень на колишніх гранях $\{011\}$, $\{021\}$, $\{001\}$, $\{111\}$ та інших гранях однієї головки кристала, то зазвичай їх немає на двох суміжних гранях призми $\{110\}$, і, навпаки, наявність включень на двох суміжних гранях $\{110\}$, як правило, виключає їхнє розташування на гранях $\{011\}$, $\{021\}$, $\{001\}$, $\{111\}$ та інших гранях однієї головки кристала топазу. У першому випадку, під час росту вісь $[001]$ кристала топазу була орієнтована приблизно до вертикального положення відносно горизонтальної площини (рис. 1, a), у другому — до горизонтального (рис. 1, b). **Таке розташування первинних включень у кристалах можливе лише**

в ході осідання дрібних мінеральних фаз із скаламученого водного розчину на грані кристалів топазу під час їхнього росту. Серед вивчених кристалів топазу з первинними включеннями домінують ті, що росли у вертикальному положенні. На колишніх гранях $\{011\}$, $\{021\}$ кристалів топазу первинні включення, за видовженням переважно збігаються з $[100]$.

Нам невідомі знахідки первинних включень водного розчину з мінеральними фазами в кристалах із камерних пегматитів з інших місць їхнього поширення. Найімовірніше, подібні умови кристалізації мінералів, що виявлено в камерних пегматитах Волині, в природі трапляються рідко.

Наповнення первинних включень — непостійне. Об'єм твердих фаз у включеннях становить від 50 до 90–95 %, часто — 70–75 %, решту об'єму зайнято газом і рідиною. Тверді фази іноді займають ≤ 40 об. %, дуже рідко трапляються рідинно-газові (рідини ~ 40 %) включення без твердих фаз або їхній об'єм < 5 %. Іноді мінеральні фази включень відзначаються великими розмірами й неправильною формою, газово-рідка фаза займає до 10 об. %. Температура

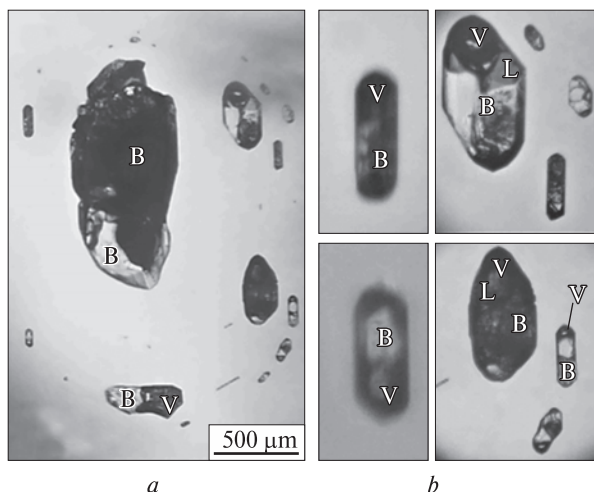


Рис. 2. Первинні включення на колишній грані (001) (а); збільшені дрібні включення з фото а (b). Вертикальний край фото а відповідає ребрам між гранями (001):(011). Умовні позначення: V — газова фаза; L — рідка фаза (водний розчин); B — мінеральні фази
Fig. 2. Primary inclusions on the past face (001) (a); enlarged small inclusions from photo a (b). The vertical edge of the photo a corresponds to the edges between the faces (001):(011). Legend: V — gas phase; L — liquid phase (aqueous solution); B — mineral phases

гомогенізації рідинно-газової складової включень з твердими фазами становить 370—395 °С у рідку фазу, а рідинно-газових включень без твердих фаз — 410—415 °С в газову фазу. Хід кривих гомогенізації вказує, що густина водного розчину включень близька до критичної.

На колишній грані пінакоїда (001) кристала топазу розміщені первинні включення, наповнення яких чітко відмінне між собою (рис. 2, а, b). Одні включення прозорі й не містять більше 2—3 мінеральних фаз, в інших — мінеральних фаз значно більше; трапляються включення із змінним об’ємом непрозорих фаз. За видовженням більшість первинних включень збігається з [100], іноді з [010].

Не менш показовим є різне наповнення первинних включень на колишній грані (011) кристала топазу (рис. 3).

Невелика площа грані (001) кристала топазу обмежує кількість первинних включень, що утворилися завдяки мінеральним фазам (рис. 4). Неправильна форма великого включення вказує, що на грань воно потрапило у вигляді твердої фази. Водний розчин з газовою фазою, можливо, десь трапляється в межах включення, проте їхній об’єм незначний. Водний розчин й газова фаза помітні в дрібних включеннях.

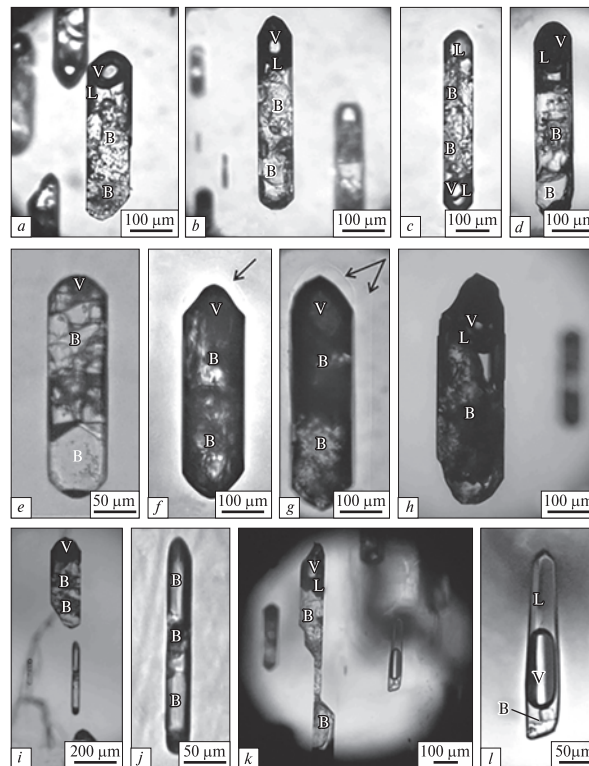


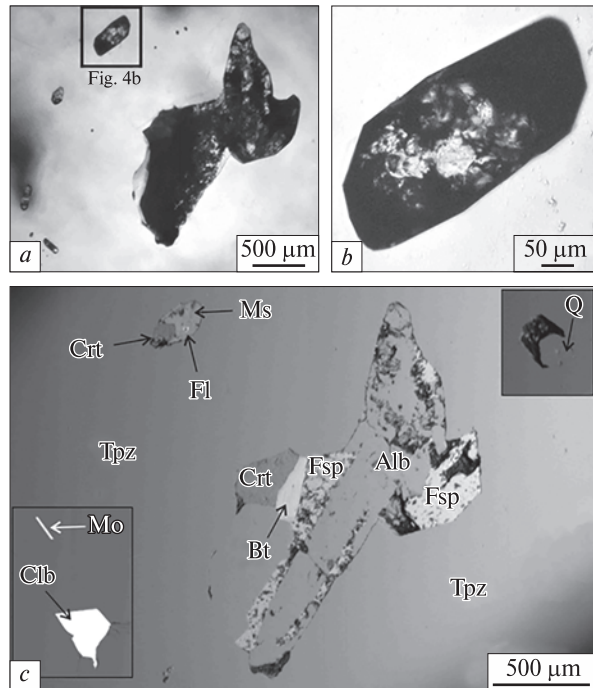
Рис. 3. Наповнення первинних включень, що розташовані на колишній грані (011) кристала топазу з камерних пегматитів Волині. Включення а—d відзначаються приблизно однаковим об’ємом газовой-рідкої фази й містять не менше двох мінеральних фаз; у включенні е об’єм рідини й газу складає до 10%; включення f, g, h характеризуються різним вмістом непрозорої фази та газовой-рідкої (стрілки вказують на світлові облямівки); різна форма включень — j; включення j — деталь i; k — газовой-рідке включення серед включень переповнених твердими фазами, об’єм яких ~5% (деталь k). Умовні позначення: V — газова фаза; L — рідка фаза (водний розчин); B — мінеральні фази. Стрілки вказують на світлові облямівки

Fig. 3. Filling of primary inclusions located on the past face (011) of topaz crystal from chamber pegmatites of Volyn. Inclusions a—d are marked by approximately the same volume of gas-liquid phase and contain at least two mineral phases; in the inclusion of e the volume of liquid and gas is up to 10%; inclusions f, g, h are characterized by different content of opaque phase and gas-liquid (arrows indicate light borders); different form of inclusions — j; inclusion j — detail i; k is a gas-liquid inclusion among the inclusions overflowing with solid phases, the volume of which is ~5% (detail k). Legend: V — gas phase; L — liquid phase (aqueous solution); B — mineral phases. Arrows point to light borders

За результатами електроннозондового аналізу у включеннях виявлено (табл. 2): альбіт (Alb), калішпат (Fsp), біотит (Bt), мусковіт (Ms), кріоліт (Crt), флюорит (Fl), кварц (Q), колумбіт (Clb) та молібденіт (Mo) (рис. 4, c).

Рис. 4. Первинні включення, що розташовані на колишній грані (001) кристала топазу: *a* — загальний вигляд; *b* — деталь *a*. Вигляд включень у прохідному світлі оптичного мікроскопа (*a, b*) і у відбитих електронах (мікроаналізатор JXA-733) (*c*). Символи мінералів: Trpz — топаз, Alb — альбіт, Fsp — калішпат, Bi — біотит, Ms — мусковіт, Crt — криоліт, Fl — флюорит, Q — кварц, Clb — колумбіт, Мо — молібденіт

Fig. 4. Primary inclusions located on the past face (001) of topaz crystal: *a* — general view; *b* — detail *a*. View of inclusions in transmitted light of an optical microscope (*a, b*) and in reflected electrons (microprobe analyzer JXA-733) (*c*). Symbols of minerals: Trpz — topaz, Alb — albite, Fsp — feldspar, Bi — biotite, Ms — muscovite, Crt — cryolite, Fl — fluorite, Q — quartz, Clb — columbite, Mo — molybdenite



Генетичне походження світлових облямівок навколо включень. Речовина топазу, що розташована між облямівкою та сучасною порожниною включення, викристалізувалася не з силікатного розплаву включення [13, 23], а утворилася в процесі набуття включенням рівноважної форми негативного кристала [3]. Пе-

ребудова порожнини включення відбувається вже з самого початку консервації включення шляхом перенесення водним розчином речовини мінералу з одного місця на інше, згідно з принципом Гібса-Кюрі-Вульфа [1, 10, 16]. Водночас концентрація топазу у водному розчині включення в момент його консервації

Таблиця 2. Результати напівкількісного аналізу включень за допомогою методу EDS на мікроаналізаторі JXA-733
Table 2. The results of semi-quantitative analysis of inclusions by EDS on a microprobe analyzer JXA-733

Component	Albite	Feldspar	Biotite	Muscovite	Cryolite*	Fluorite*	Quartz	Columbite
Na ₂ O	12.23	0	0	0	43.64	0	0	—
MgO	0.02	0.26	0.11	0.13	0	0	0	0.74
Al ₂ O ₃	20.67	19.52	18.82	34.53	24.69	0	0.17	—
SiO ₂	67.10	64.42	44.62	44.91	0.79	0	99.68	—
K ₂ O	0.12	15.56	8.75	10.28	0	0	0.04	—
CaO	0	0	0	0	0.01	50.91	0.08	—
MnO	0	0.10	0.69	0.28	0.05	0.24	0.02	2.56
FeO	0.015	0.16	10.43	0.87	0.06	0.41	0.01	13.35
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0.90
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	73.85
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	5.06
WO ₃	—	—	—	—	—	—	—	3.10
Total	100.14	100.00	83.42	91	69.24	51.56	100	99.56

* Хімічний склад криоліту та флюориту наведено в оксидах. Флуор не проаналізовано у зв'язку з обмеженими технічними можливостями EDS-приставки мікроаналізатора JXA-733.

* The chemical composition of cryolite and fluorite is given in oxides. Fluorine was not analyzed due to the technical capabilities of the EDS attachment of the microprobe analyzer JXA-733.

була незначною, а температура — невисокою. Оскільки топаз — мінерал змінного складу, то під час зміни температури змінюється його хімічний склад і показники заломлення. Зі зниженням температури показник заломлення перенесеного топазу зменшується, а з підвищенням температури — збільшується. Виявлена зміна показників заломлення перенесеного топазу, за якою відтворена еволюція PT параметрів формування камерних пегматитів Волині [12], яка підтверджена ще й відносним віком включень, виявленим за їхнім перенаповненням.

Кипіння мінералоутворювального водного розчину. Відомо, що PT параметри кипіння води (водного розчину) визначаються однією з точок на кривій кипіння (кривій двофазової рівноваги). Кипіння з бурхливим перемішуванням розчину можливе під час причленування системою мінералоутворення вільного об'єму (скидання тиску). Воно є короткочасним і триватиме довше лише за умови постійного скидання тиску. В.А. Калюжний [4, 12] вперше виявив і описав ще один випадок кипіння з бурхливим перемішуванням водного розчину в закритій системі включень. Автор [12] теоретично обґрунтував умови бурхливого кипіння водного розчину в закритій системі у широкому температурному діапазоні й показав, що сприятливі умови для кипіння притаманні для температури, що близька до критичної. У мікромасштабі бурхливе кипіння водного розчину зафіксоване у включеннях у кварці й топазі, **а у макромасштабі**, тобто в камерах пегматитів Волині, **воно проявилось в утворенні первинних флюїдних включень з великою кількістю дрібних мінеральних фаз у кристалах топазу.** Під час росту топазу в камерних пегматитах Волині проявлялося й тривале пульсаційне кипіння водного розчину (рис. 1, *b*), й закипання розчину з довшим часом спокою (рис. 1, *a*).

Можливі глибини розташування камерних пегматитів Волині за умови магматичного походження кристалів топазу. Подана нижче інформація, безумовно, стосується генетичного походження мінеральних фаз у первинних включеннях у топазі. Якщо вважати мінеральні фази первинних включень дочірніми, то отриманий за такої умови флюїдний тиск складатиме 2,6—3,0 кбар [13].

Для гідродинамічно закритої системи [9] глибина (h) консервації топазу за флюїдним тиском ($P_{\text{фл}}$), отриманим за флюїдними

включеннями, визначається за рівнянням $h = P_{\text{фл}}/\Delta P_{\text{літ}}$, де $\Delta P_{\text{літ}} = 27\text{...}30$ МПа/км — градієнт літостатичного тиску. Такий інтервал значень градієнта літостатичного тиску використано відповідно до середніх значень густини порід, г/см³: граніт — 2,667; гранодіорит — 2,716; сієніт — 2,757; кварцовий діорит — 2,806; габро (разом з олівіновим) — 2,976; об'ємна маса осадових порід (пісковиків, вапняків, доломітів тощо) менша за густину вивержених порід. За флюїдного тиску 2,6—3,0 кбар пегматит перебуватиме на глибині 9—11 км, за якої не можуть сформуватися камерні пегматити. Іншими словами, мінеральні фази первинних включень у топазі — ксеногенні. Зафіксована глибина, на якій перебували камерні пегматити Волині наприкінці ендеогенного етапу мінералоутворення, становила від 1—1,3 до 2,3—2,5 км [8, 19].

Висновки. 1. Орієнтування осі [001] кристала топазу, що росте, відносно горизонтальної площини визначає специфіку розташування первинних флюїдних включень у кристалах. Воно вказує на площини граней, на які із скаламученого водного розчину могли осідати мінеральні фази. Розмаїття ксеногенних фаз у включеннях спричинили утворення своєрідних за наповненням первинних включень у кристалах топазу із камерних пегматитів Волині.

2. Співвідношення між фазами (мінеральними, рідиною з газом) у первинних включеннях у кристалах топазу — різноманітне. Набір твердих фаз у включеннях також неоднаковий. Включення, розташовані на одній колишній грані кристала топазу, можуть містити або лише різні прозорі мінеральні фази, або разом прозорі й непрозорі. Об'єм останніх непостійний, внаслідок чого включення у прохідному світлі є напівпрозорими або непрозорими. Об'єм водного розчину з газовою фазою становить від 5—10 до 95—100 %. Зазначені спостереження вказують, що первинні флюїдні включення у кристалах топазу заповнені ксеногенними фазами.

3. Речовина топазу, що відокремлює основну масу кристала від сучасної порожнини включення, **викристалізувалася не із силікатного розплаву включення**, а представляє собою топаз, що перенесений з одного місця включення в інше в процесі набуття ним форми рівноважного негативного кристала. Водночас концентрація топазу у водному

розчині включення в момент консервації була незначною, а температура — невисокою. Топаз — мінерал змінного складу, тому перенесена речовина має різний хімічний склад і показник заломлення в процесі зміни *PT* параметрів мінералоутворення. Форма включення змінюється в широкому температурному інтервалі, тому світлові облямівки перенесеного топазу фіксують відносно значні зміни температури пегматитоутворення.

4. За умови, що мінеральні фази в первинних включеннях у кристалах топазу камерних пегматитів Волині є дочірніми, флюїдний тиск консервації включень може становити

2,6—3,0 кбар. За такої величини флюїдного тиску глибина кристалізації топазу могла б досягати 9—11 км, тобто глибини, на якій не можуть формуватися камерні пегматити. Іншими словами, мінеральні фази первинних флюїдних включень у топазі — ксеногенні.

Отже, можна стверджувати, що під час росту топазу із скаламученого кипінням водного розчину на грані його кристалів осідали дрібні мінеральні фази, які спричинили утворення своєрідних за наповненням первинних включень. Температура й тиск моменту гомогенізації водного розчину включень гомогенного наповнення відповідають дійсним умовам їх консервації й кристалізації топазу.

ЛІТЕРАТУРА

1. Войцеховский В.Н., Мокиевский В.А. Некоторые вопросы взаимосвязи роста и растворения кристаллов. *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва*. 1965. Ч. 94, вып. 1. С. 71—82.
2. Возняк Д.К. К условиям образования топаза и сингенетических ему минералов. *Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов* (9—15 сент. 1968 г.). Москва, 1968. С. 48—49.
3. Возняк Д.К., Калюжный В.А. Преобразование формы включений в минералах переменного состава и его влияние на состав изолированного в вакуолях маточного раствора (на примере топаза из Волини). *Докл. АН СССР*. 1973. **212**, № 6. С. 1192—1195.
4. Возняк Д.К., Кульчицька Г.О., Черниш Д.С., Бельський В.М. Наука про флюїдні включення у мінералах України (до 100-річчя НАН України). *Мінерал. журн.* 2019. **41**, № 1. С. 23—34. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.01.023>
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., Павлишин В.І. Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришових пегматитів Волині (Український щит). *Мінерал. журн.* 2008. **30**, № 1. С. 5—20. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
7. Возняк Д.К., Ходоровский А.Я. Эволюция минералообразующего раствора, проницаемость и трещиноватость гранитов Волинского пегматитового поля (Украинский щит). *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016)*. Материалы минерал. семинара с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 221—222.
8. 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. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
9. Вуд Б.Дж., Уолтер Дж.В. Флюидный поток при метасоматозе и взаимодействии флюидов с породой. *Взаимодействие флюид—порода при метаморфизме*. Москва: Мир, 1989. С. 109—130.
10. Гегузин Я.Е. Механизмы и кинетика преобразования включений в кристаллах. *Проблемы современной кристаллографии*. Москва: Наука, 1975. С. 110—127.
11. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. *Геология рудн. месторождений*. 1960. № 1. С. 45—54.
12. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 239 с.
13. Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б., Хервиг Р., Ньюман С. Магма пегматитов Волини: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред. *Петрология*. 1996. **4**, № 3. С. 295—309.
14. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. Львов: Вища шк., 1973. 360 с.
15. Леммлейн Г.Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах. *Докл. АН СССР*. 1952. **72**, № 4. С. 775—778.
16. Леммлейн Г.Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. *Докл. АН СССР*. 1953. **89**, № 2. С. 283—286.
17. Леммлейн Г.Г., Клия М.О. Преобразование формы жидких включений при изменении температуры. *Кристаллография*. 1958. **3**, № 2. С. 206—208.

18. Леммлейн Г.Г., Клия М.О., Островский И.А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе. *Докл. АН СССР*. 1962. **142**, № 1. С. 81—83.
19. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України. Відп. ред. В.А. Калюжний. Київ: Наук. думка, 1971. 216 с.
20. Смит Гордон Ф. Физическая геохимия. Москва: Недра, 1968. 476 с.
21. Ходоровский А.Я. Количественное изучение разрывных нарушений для целей прогнозирования в условиях Украинского щита (по материалам аэрофотосъемки): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1979. 23 с.
22. Царева Г.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Возняк Д.К., Коваленко В.И., Цепин А.И. Состав пегматитового расплава по данным изучения включений в топазах Волыни. *Докл. АН СССР*. 1992. **322**, № 3. С. 579—583.
23. Царева Г.М., Наумов В.Б., Коваленко В.И., Цепин А.И., Андреева И.А. Магматические касситерит, вольфрамит, колумбит и вольфрамоиксоилит в камерных пегматитах Волыни (по данным изучения включений в топазах). *Докл. АН РАН*. 1993. **330**, № 3. С. 366—368.

Надійшла 20.05.2021

REFERENCES

1. Voytsekhovskiy, V.N. and Mokiyeveskiy, V.A. (1965), *Zap. Vsesoyuz. Mineral. o-va*, Pt 94, Iss. 1, pp. 71-82 [in Russian].
2. Voznyak, D.K. (1968), *Tez. dokl. III Vsesoyuz. soveshch. po mineralogiceskoy termobarometrii i geokhimii glubinykh mineraloobrazuushchih rastvorov*, 9-15 Septem. 1968, Moscow, RU, pp. 48-49 [in Russian].
3. Voznyak, D.K. and Kalyuznyi, V.A. (1973), *Dokl. AN SSSR*, Vol. 212, No. 6, pp. 1192-1195 [in Russian].
4. Voznyak, D.K., Kulchytska, H.O., Chernysh, D.S. and Belskiy, V.M. (2019), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 41, No. 1, Kyiv, UA, pp. 23-34 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.41.01.023>
5. Voznyak, D., Matkovskiy, O. and Pavlyshyn, V. (2012), *Mineral. zb.*, No. 62, Iss. 2, Lviv, UA, pp. 36-46 [in Ukrainian].
6. Voznyak, D.K. and Pavlyshyn, V.I. (2008), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 30, No. 1, Kyiv, UA, pp. 5-20 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
7. Voznyak, D.K. and Khodorovskiy, A.Ya. (2016), *Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin readings — 2016). Materials of a mineralogical seminar with international participation*, IG Komi NTs Ural Otd. RAN, Syktyvkar, RU, pp. 221-222 [in Russian].
8. Voznyak, D.K., Khomenko, V.M., Franz, G. and Wiedenbeck, M. (2012), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 34, No. 2, Kyiv, UA, pp. 26-38 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal>
9. Wood, B.J. and Walter, J.W. (1989), Fluid flow during metasomatism and fluid-rock interaction. Fluid-rock interaction during metamorphism, Mir, Moscow, pp. 109-130 [in Russian].
10. Geguzin, Ya.Ye. (1975), *Mechanisms and kinetics of transformation of inclusions in crystals. Problems of modern crystallography*, Nauka, Moscow, pp. 110-127 [in Russian].
11. Ginzburg, A.I. and Rodionov, G.G. (1960), *Geology of ores deposits*, No. 1, pp. 45-54 [in Russian].
12. Kalyuzhnyi, V.A. (1982), *Basics of the doctrine of mineral-forming fluids*, Nauk. dumka, Kyiv, UA, 240 p. [in Russian].
13. Kovalenko, V.I., Tsareva, G.M., Naumov, V.B., Hervig, R. and Newman, S. (1996), *Petrology*, Vol. 4, No. 3, pp. 295-309 [in Russian].
14. Lazarenko, E.K., Pavlishin, V.I., Latysh, V.T. and Sorokin, Yu.G. (1973), *Mineralogy and genesis of Volyn chamber pegmatites*, Vyshcha shkola publ., Lviv, UA, 360 p. [in Russian].
15. Lemmlein, G.G. (1952), *Dokl. AN SSSR*, Vol. 72, No. 4, pp. 775-778 [in Russian].
16. Lemmlein, G.G. (1953), *Dokl. AN SSSR*, Vol. 89, No. 2, RU, pp. 283-286 [in Russian].
17. Lemmlein, G.G. and Kliya, M.O. (1958), *Crystallography*, Vol. 3, No. 2, pp. 206-208 [in Russian].
18. Lemmlein, G.G., Kliya, M.O. and Ostrovskiy, I.A. (1962), *Dokl. AN SSSR*, Vol. 142, No. 1, RU, pp. 81-83 [in Russian].
19. Kaluzhnyi, V.A. (ed.) (1971), *Mineral-forming fluids and paragenesis of minerals of pegmatites of chamber type of Ukraine*, Nauk. dumka, Kyiv, 216 p.
20. Smith, Gordon F. (1968), *Physics geochemistry*, Nedra, Moscow, RU, 476 p. [in Russian].
21. Khodorovskiy, A.Ya. (1979), *Quantitative study of faults for forecasting purposes under the conditions of the Ukrainian Shield (based on aerial photography)*, Abstr. of dis. cand. of geol.-mineral. sci., Lvov, UA, 23 p. [in Russian].
22. Tsareva, G.M., Naumov, V.B., Babinskiy, A.D., Voznyak, D.K., Kovalenko, V.I. and Tsepin, A.I. (1992), *Dokl. AN SSSR*, Vol. 322, No. 3, RU, pp. 579-583 [in Russian].
23. Tsareva, G.M., Naumov, V.B., Kovalenko, V.I., Tsepin, A.I. and Andreyeva, I.A. (1993), *Dokl. AN RAN*, Vol. 330, No. 3, RU, pp. 366-368 [in Russian].

Received 20.05.2021

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

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

V.M. Belskyi, PhD (Geology), Research Fellow

E-mail: belskyi_vm@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-7990-1386>

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

AGAIN ABOUT THE "MAGMATIC" NATURE OF TOPAZ CRYSTALS FROM CHAMBER PEGMATITES OF VOLYN (UKRAINIAN SHIELD)

Various aspects of the genesis of primary fluid inclusions (0.01-1.0 sometimes up to 2 mm) with a large number of mineral inclusions in topaz crystals from chamber pegmatites of Volyn were analyzed. The data could be interpreted in two fundamentally different ways. The first argues for crystals grown in a magmatic melt; the second for an aqueous solution, with a density close to critical. The essence of the discrepancy is the reliability of the identification of the nature of mineral phases in the primary inclusions, if they are crystals captured during growth (xenogenic) or daughter crystals from the fluid. The xenogenic origin of the phases is indicated by the following observations: 1) The location of the mineral inclusions on the growing faces of the topaz crystals depends on the orientation of the crystal's axis [001] relative to the horizontal plane. It determines the faces on which small mineral phases could be deposited from an aqueous suspension during the growth of topaz crystals. The studied crystals are dominated by individuals in which the mineral inclusions are located on the growing faces {011}, {021}, (001) (and others) of the crystal head. During growth, they were approximately in an upright position. 2) The filling of primary fluid inclusions is not constant. The volume of mineral phases in the inclusions varies from 40 to 95%, often 70-75%, the rest of the volume is gas and aqueous solution. Liquid-gas (liquids <40%) inclusions without or with <5% solid phases are very rare. In addition, the ratio between the volumes of different mineral phases in the inclusions is not constant. 3) Light rims (Becke lines) around the inclusions record a change in the refractive indices (caused by a different chemical composition) of topaz when inclusions are acquiring the equilibrium form of the negative crystal. 4) The xenogenic nature of the mineral phases of the primary fluid inclusions in topaz is indirectly confirmed by the value of the fluid pressure (260-300 MPa) of the magmatic melt (determined by the method of homogenization of these inclusions), as it denies the possibility of chamber pegmatite formation at depths of 9-11 km. Thus, the peculiar mineral inclusions were deposited on the face of growing topaz crystals of small mineral phases from a turbid aqueous suspension, which boiled violently. We conclude that topaz crystals in chamber pegmatites of Volyn grew in aqueous solution at a temperature of 380-415 °C and a pressure of 30-40 MPa.

Keywords: topaz, primary inclusions, xenogenic and daughter phases, filling of inclusions, chamber pegmatites of Volyn, boiling of aqueous solution, *PT*-parameters of crystallization.