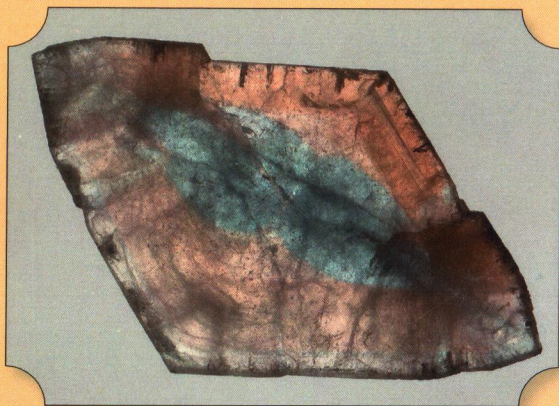


Володимир Павлишин, Станіслав Довгий,
Євген Пашенко, Олександр Вовк

ТОПАЗ



у надрах України
та в історії народів





Володимир Павлишин, Станіслав Довгий,
Євген Пащенко, Олександр Вовк

ТОПАЗ
У НАДРАХ УКРАЇНИ
ТА В ІСТОРІЇ
НАРОДІВ

Видання друге, доповнене

Київ ♦ 2017

Павлишин В.І.

Топаз у надрах України та в історії народів / Володимир Павлишин, Станіслав Довгий, Євген Пашенко, Олександр Вовк. – К. : Інститут обдарованої дитини НАПН України, 2017. – 274 с. + 31 с. вкл.

ISBN 978-966-2633-82-5

Книга присвячена одному із символів мінерального царства України – топазу. В ній, окрім основного розділу, де творчо узагальнені власні й літературні дані про мінералогію українського топазу, висвітлено його роль в історії народів, наведено стислу інформацію про родовища, а також про топаз у музеях світу й України. Найбільшу увагу приділено мінералогії топазу з Волинського родовища України.

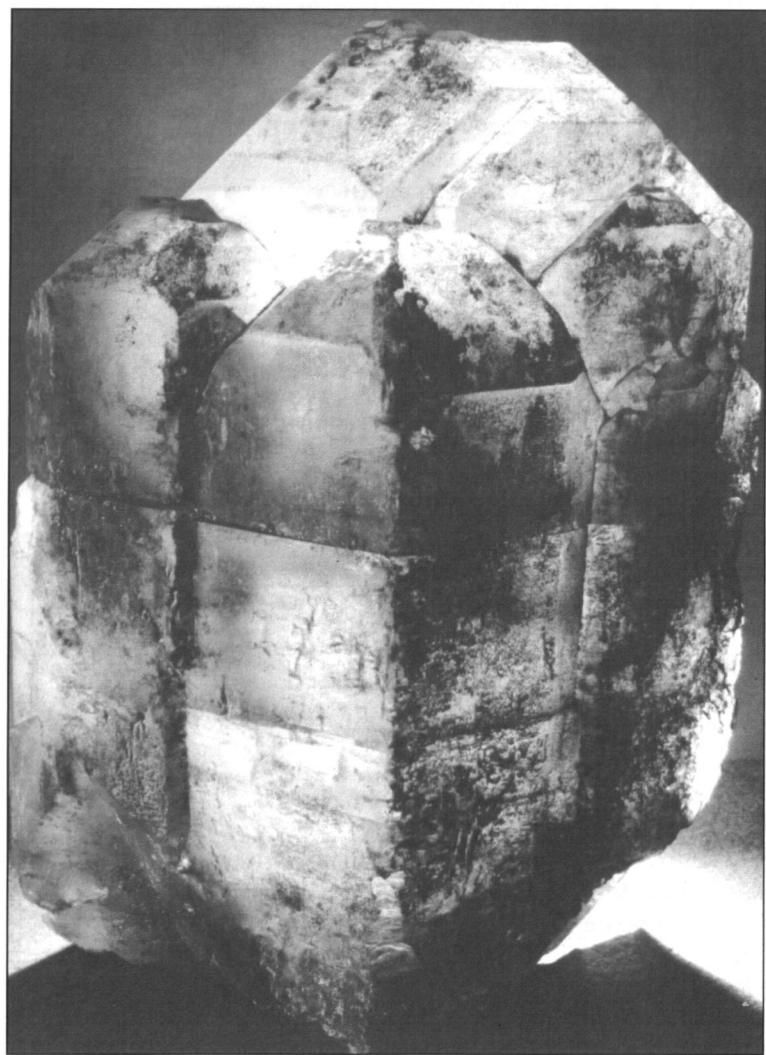
Для науковців, практиків, студентів і широкого загалу.

Матеріали подано в авторський редакції.

УДК 549:553.064.1 (477)

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	5
1. Загальні відомості про топаз як мінерал, його родовища.	
Сучасний погляд на конституцію, анатомію і властивості	7
1.1. Класичне уявлення про топаз як однорідне кристалічне тіло	8
1.2. Поширення й походження	14
1.3. Гетерогенна будова кристалів топазу та пов'язані з нею аномальні властивості.	
Дисиметризація кристалів топазу	39
2. Топаз у мінеральних комплексах України	49
2.1. Історичний екскурс	49
2.2. Поширення, форми прояву, хімічний склад, властивості та генезис топазу	59
3. Топаз Волинського родовища	78
3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині	78
3.2. Хімічний склад	90
3.3. Рентгенометрія	93
3.4. Морфологія й анатомія кристалів	94
3.4.1. Морфологія кристалів	95
3.4.2. Анатомія кристалів	160
3.5. Включення в кристалах	165
3.6. Фізичні властивості кристалів	175
3.6.1. Природа забарвлення і люмінесценції кристалів	177
3.7. Генезис кристалів	193
3.7.1. Зародження і генерації кристалів	195
3.7.2. Ріст кристалів. Еволюція морфології й анатомії кристалів	209
3.7.3. Зміна кристалів	217
3.7.4. Типоморфне і прикладне значення топазу	222
4. Топаз у музеях світу та України. Іменні кристали топазу	232
5. Топаз в історії народів	240
ПІСЛЯМОВА	259
ЛІТЕРАТУРА	260
ДОДАТОК 1. Топаз у музеях світу та України	
ДОДАТОК 2. Топаз у виробках та ілюстраціях	



ПЕРЕДМОВА

Мінеральне царство України зараз нараховує більше, ніж 900 мінеральних видів, досить розмаїте, насамперед за розміром і масою репрезентованих у ньому індивідів. Рекордсменами серед них, за цими параметрами, є лише три мінерали – кварц, топаз і берил. Інші параметри виокремлюють топаз на особливе місце. Його кристали найдосконаліше огранені, двоколірні (з відносно рідкісним у природі секторіальним розподілом забарвлення), є найпопулярнішим серед коштовного каміння України ювелірним і колекційним мінералом. Досить чітко визначена також генетична позиція топазу як типоморфного мінералу. На цій підставі ми, як і деякі наші попередники, вважаємо топаз символом мінерального царства України.

Ця книга є своєрідним вступом до мінералогії топазу основного топазового об'єкту – Волинського родовища. Передбачається, що надалі матеріал цієї книги буде відповідним чином скомпоновано, насамперед, з новими даними, які стосуються кристалохімії, кристаломорфології, генезису та властивостей топазу родовища.

Пропонована книга висвітлює загальні відомості про топаз як мінерал на засадах класичних уявлень – ромбічна неполярна кристалічна структура та належність до планаксіального виду симетрії $3L_23PC$ (mmm), його родовища і походження, які характеризуються тісним генетичним зв'язком з гранітною магмою, збагаченою леткими компонентами, передусім фтором. Водночас звернуто увагу на виявлену і поширену у природі дисиметризацію кристалічної структури топазу, його різносиметрійні піраміди росту, які спричиняють так звані аномальні оптичні та інші властивості. Вперше у вітчизняній літературі тлумачиться природа несумісності неполярної структури та наявних у кристалах топазу піроелектричних властивостей, відомих з часів Р.Ж. Гаюї.

Друга частина книги присвячена дуже привабливому й водночас слабко проаналізованому питанню – топазу в історії народів. Мова йде про топаз як важливий компонент колекціонування, що віддзеркалює особливий феномен культури, топаз у ювелірній справі, медицині, живописі, нумізматиці, фалеристиці, художній літературі, Біблії тощо. Цим самим ми привертаємо увагу до висвітлення широкого контексту історії мінералів, до якої закликав академік О.Є. Ферсман ще у першій половині ХХ ст. Наскільки нам це вдалося, можливо не дуже досконало, судити Вам, нашим читачам.

Так закінчується передмова до першого видання книги.

У цьому, другому виданні, обсяг якого більш ніж удвічі збільшився у порівнянні з першим, основну увагу приділено всебічному висвітленню мінералогії топазу основного топазового об'єкту України – Волинського родовища. Відповідно до сучасного рівня мінералогічної науки детально схарактеризовано морфологію й анатомію кристалів, їхні включення та фізичні властивості, генезис індивідів, типоморфне та практичне значення топазу.

Автори щиро дякують пані Анні Радченко і пану Антону Віршило за допомогу у підготовці рукопису до друку.

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТОПАЗ ЯК МІНЕРАЛ. СУЧАСНИЙ ПОГЛЯД НА КОНСТИТУЦІЮ, АНАТОМІЮ І ВЛАСТИВОСТІ ТОПАЗУ

Топаз відомий з давніх давен. У Старому Заповіті «Біблії» топаз згадується як коштовний камінь щонайменше два рази. Перший раз у книзі «Вихід» (глава 28, 17) мова йде про нагрудник священика Аарона, який, сучасною мовою, інкрустований камінням у чотири ряди: перший ряд – сардій, топаз і смарагд. В одній з поетичних книг, зокрема, у книзі Іова (глава 28, 19) зазначено, що Їй (похвалі Божій мудрості) не рівня топаз етіопський (ефіопський – *В.П.*), ні щирим золотом її не оцінити. Насправді, ми не знаємо, про який конкретно топаз йде мова, оскільки історично так склалося, що більшу частину свого життя, до XVII ст., топаз прожив під псевдонімом. З наукового погляду термін «топаз» тривалий час був неоднозначним, тобто багатозначущим.

Нижче наводимо далеко не всі назви топазу (С. Ахметов, 1989; В. Буканов, 2001, 2008; Б. Куликов, 2002; Б.Ф. Куликов, В.В. Буканов, 1988; Є.К. Лазаренко, О.М. Винар, 1975; П.Дж. Рид, 1986 тощо), які мають різний сенс – використовуються як синоніми, ювелірні або торгівельні назви, зайві назви:

Топаз бемський – цитрин.

Топаз бразильський – золотисто-жовтий топаз.

Топаз східний – жовтий сапфір або цитрин.

Топаз гавайський – прозорий зелений лабрадор з лавових потоків Гавайських островів.

Топаз гіацинтовий – винно-жовтий циркон.

Топаз західний – цитрин.

Топаз індійський: 1 – жовтий топаз; 2 – жовтий кварц; 3 – жовтий сапфір.

Топаз іспанський: 1 – червонуватий кварц природний або відпалений; 2 – золотисто-жовтий кварц.

Топаз колорадський: 1 – безбарвний або ясно-голубий топаз; 2 – бурувато-жовтий кварц.

Топаз королівський: 1 – жовтий топаз з острова Шрі-Ланка; 2 – голубий топаз; 3 – цитрин; 4 – оранжевий сапфір.

Топаз фальшивий: 1 – цитрин; 2 – жовтий флюорит.

Топаз-мадейра: 1 – цитрин; 2 – жовто-бурий штучний корунд.

Топаз невадський – обсидіан.

Топаз пальміра: 1 – бурий, коричневий штучний корунд; 2 – цитрин або відпалений аметист.

Топаз сибірський: 1 – топаз уральський; 2 – безбарвний, голубий або жовтий топаз Забайкалля.

Топаз штучний – ясно-рожевий штучний корунд.

Топазоліт – зеленувато-жовтий або жовто-бурий андрадит, інколи прозорий.

Особливо «прославилися» у старі часи ювеліри. Вони зазвичай називали топазом будь-який коштовний камінь жовтого чи жовтого з відтінками кольору. Немає однозначності і в походженні самої назви топаз: за назвою острова Топазіон у Червоному морі чи, можливо, від санскр. *tapas* – вогонь (А.В. de Voedt, 1636), щоби підкреслювати його особливі ювелірні якості.

1.1. Класичне уявлення про топаз як однорідне кристалічне тіло

У 20-х роках ХХ ст. кристалохімічна сутність топазу, як мінерального виду, визначена чітко – силікат алюмінію острівної будови – $Al_2(F,OH)_2[SiO_4]$, який належить до ромбічної сингонії, ромбодіпірамідального виду $3L_23PC$ (*mmm*), просторової групи *Pbnm*; $a = 4,65$, $b = 8,80$, $c = 8,39$ Å, $Z = 4$.

Хімічний склад топазу доволі сталий. Істотно змінюється лише співвідношення F^- і OH^- , пов'язаних між собою ізоморфними стосунками. Крайні члени ізоморфного ряду – фтор-топаз і гідроксил-топаз (?) – рідкісні у природі. Вміст домішок (Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mg, Ti, V, Ge, Ga, Mn, Be тощо) $< 1\%$.

Відношення $F^- : OH^-$ в топазі змінюється від родовища до родовища та в межах самих родовищ з тенденцією його змен-

шення при переході від пегматитових топазів до грейзенових і гідротермальних.

Кристалічну структуру топазу досліджували Л. Паулінг (1928), Н. Альстен, Ю. Вест (1928), У. Брегг, Г. Кларінбулл (1965), П. Ріббе і Г. Гіббс (1971) та ін.

В основі кристалічної структури топазу лежить щільна упаковка, яка, однак, є не кубічною і не гексагональною, а складнішою – чотиришаровою ...ABAC... У поліедричному зображенні вона представлена дволанковими зламаними колонками Al-октаєдрів, витягнутих вздовж [001] і зв'язаних Si-тетраєдрами (рис. 1.1, а).

В Al-октаєдрі функції лігандів (координувальних атомів) виконують 4 кисні і 2 (F, OH). При цьому останні зв'язані лише з двома атомами Al, розташовані на спільному ребрі двох октаєдрів паралельно (001) і послаблюють зв'язки, спричиняючи досконалу спайність кристалів топазу по (001). На розрідженій моделі (рис. 1.1, б) видно, що чотири з шести атомів, які оточують Al, водночас належать тетраєдрам SiO₄. Це атоми кисню. Два інших – це атоми F, які ізоморфно заміщуються OH⁻. Останній, за даними інфрачервоної спектроскопії, розташований у площині (010), при

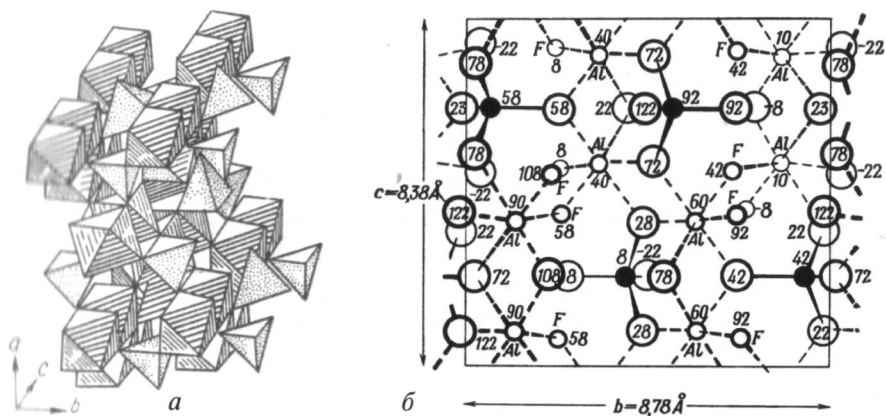


Рис. 1.1. Кристалічна структура топазу: а – поліедрична модель (за М.В. Беловим); б – розріджена модель (за У. Бреггом, Г. Кларінгбуллом). На моделі б атоми кисню і фтору, що перекриваються, зміщені

1. Загальні відомості про топаз як мінерал. Сучасний погляд на конституцію...

<i>Symmetrieelemente</i>	<i>Stereogr. Projektion der Symmetrieelemente u. der allgemeinen Form</i>	<i>Allgem. Form {hkl} (a : mb : nc)</i>	$\{0kl\}$ ($\infty a : b : nc$)	$\{h0l\}$ ($a : \infty b : nc$)	$\{hkl\}$ ($a : mb : \infty c$)
$\{100\}$ ($a : \infty b : \infty c$)	$\{010\}$ ($\infty a : b : \infty c$)	$\{001\}$ ($\infty a : \infty b : c$)			
<i>I. Pinakoid</i>	<i>II. Pinakoid</i>	<i>III. Pinakoid</i>			

Рис. 1.2. Симетрійна й загально-морфологічна характеристика кристалів топазу.
За Г. Рьослером (1980)

цьому кут між зв'язком O—H і віссю *c* дорівнює орієнтовно 37° (Топаз, 1972).

У топазі встановлено електронний центр Ti^{3+} , з яким пов'язані три типи комплексів: $Ti[O_4F_2]$, $Ti[O_4(OH)_2]$, $Ti[O_4(OH, F)_2]$, а також — дірковий центр O^- (Al_4^{3-} або Si_4^{4-}) (А.С. Марфунин, 1975).

Топаз у природі часто трапляється, відповідно до його симетрії (рис. 1.2), у вигляді добре огранених кристалів різного обрису та габітусу (рис. 1.3), які можуть досягати гігантських розмірів, а також утворює зернисті, радіально-променисті, тичкуваті (пікніт), землисті агрегати, інколи сфероліти.

Самі кристали багаті простими формами. На них встановлено близько 140 їхніх комбінацій. Призматичні грані вертикального пояса, які у більшості випадків є габітусоутворювальними, часто покриті вертикальною штриховкою комбінаційного походження.

Інколи кристали топазу здаються геміморфними — один їхній кінець обмежений дрібними, слабо оформленими гранями або ділиться на множину дрібних кристаликів із загостреними кінчиками (Г. Лебедев, 1891). Нині така морфологія пов'язується з процесом розчинення кристалів.

Двійники топазу рідкісні. За даними П.В. Єремєєва (Горн. журн., 1889, т. 3, с. 186), серед земель Оренбурзького козачого війська віднайдено кристали, які являють собою двійники пророс-

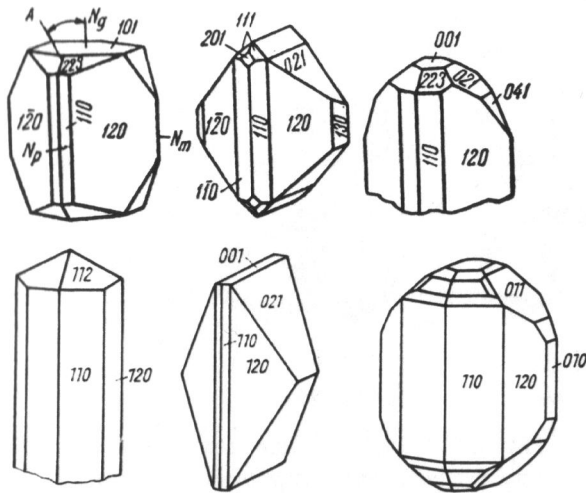


Рис. 1.3. Морфологія кристалів топазу з різних родовищ. Ідеалізовані форми

тання топазу. Останні зберігають паралельні положення основних кристалографічних осей, при цьому двійниковими площинами є грані $\{110\}$, а двійниковими осями – перпендикулярні до них напрямки. Роком пізніше він описав полісинтетичні двійники топазу по (110) (Топаз, 1972). В. Гольдшмідт (1910) у своєму «Атласі» навів зарисовки двійника зростання топазу по (101) . Частіше, ніж двійники, зустрічаються епітаксичні зростки топазу з різними мінералами – турмаліном, біксбітом, гранатом тощо (Топаз, 1972).

Забарвлення кристалів топазу різноманітне (А.Н. Платонов, 1976; А.Н. Платонов и др., 1984; *Топаз*, 2011): безбарвне, жовте, винне, зелене, фіолетове, голубе, рожеве, червоно-буре з відтінками. Воно нестійке, оскільки має радіаційну природу (К. Пшибрам, 1959), яка буде описана у розділі, присвяченому характеристиці забарвлення топазу України.

Люмінесцентні властивості топазу вивчають з 30-х років минулого сторіччя (К. Пшибрам, 1959). Пізніше ідентифіковано його центри фототерморентгенолюмінесценції, з'ясовано їхній зв'язок

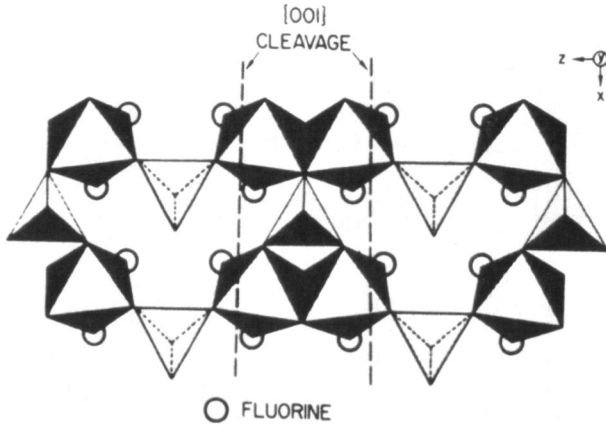


Рис. 1.4. Зображення напрямків спайності у кристалічній структурі топазу. Спайність по (001) показано штрихами. За П. Ріббером, Г. Гіббсом (1971)

з кристалічною структурою, зроблено перші спроби використання параметрів люмінесценції в онтогенічному аналізі (О.Т. Антоняк і др., 1977; Б.С. Горобец, 1981; Б.С. Горобец, А.А. Рогожин, 2001; Г.В. Кузнецов, А.Н. Тарашан, 1988; А.С. Марфунин, 1975; А.Н. Платонов, В.П. Беличенко, 1964; А.Н. Тарашан, 1978; А.Н. Tarashchan et al., 2006; Топаз, 1972 тощо), але є ще чимало проблем, суперечливих даних, не узгоджених з гетерогенністю кристалів топазу. Відтак, використання люмінесцентної інформації у мінералогенетичних реконструкціях поки що обмежене.

Спайність топазу по (001) досконала, вона чітко прив'язана до найслабших хімічних зв'язків у кристалічній структурі (рис. 1.4). Ще одна стала механічна властивість топазу – твердість – була успішно використана Ф. Моосом, який у 1811 р. склав нині найпопулярнішу шкалу твердості мінералів, куди під № 8 помістив топаз.

Оптичні властивості: $n_g = 1,616-1,644$; $n_m = 1,609-1,637$; $n_p = 1,606-1,635$; $\Delta = 0,008-0,010$; $2V = 44-68^\circ$. Вхідження в структуру фтору знижує показники заломлення, заміщення його гідроксиллом – підвищує (див. рис. 1.18).

Поведінка топазу під час нагрівання характеризується здебільшого лише однією спільною ознакою – за температури 850–900 °C виділяється SiF_4 (газ). Вище від цієї температури виникають істотно різні продукти перетворення кристалів з різних родовищ (К. Куриленко, 1962; Топаз, 1972 та ін.) – муліт і кристобаліт, чистий муліт, $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ + аморфний SiO_2 . Нагрівання до 1250 °C безбарвного топазу із Мінас-Жерайс (Бразилія) не призвело до утворення муліту. Кристали топазу, переповнені газово-рідкими включеннями, під час нагрівання спучуються і тому отримали адекватну назву – пірофізаліт.

У природі кристали топазу змінюються – забарвлюються, знебарвлюються, розчинюються, заміщуються різними мінералами (аж до утворення повних псевдоморфоз): серицитом, Li-мусковітом, каолінітом, флюоритом, опалом тощо (Р. Браунс, 1904; Ив.Ф. Григорьев, Е.И. Доломанова, 1954; В.А. Корнетова, 1954; Топаз, 1972 тощо). Але відомі й псевдоморфози топазу по польовому шпату та ефектні псевдоморфози по карлсбадським двійникам (А.А. Годовиков, 1983).

Штучне вирощування кристалів топазу має досить тривалу історію (не повний виклад, пункти 1–4, означені нижче, за: П.Н. Чирвинский, 1995):

1. Експерименти Г.А. Добре, викладені в його статті «Досліди зі штучного отримання апатиту, топазу та деяких фторвмісних мінералів» (1851), П.М. Чирвинский (1995) оцінив як сумнівні.

2. 1869 р. А. Годен представив Французькій академії наук для передання Музею природної історії 12 штучно отриманих ним мінералів, серед яких два топази – солон'яно-жовтий і жовто-коричневий.

3. Ш. Фрідель і Е. Саразен (1887) виростили топаз шляхом нагрівання до 500 °C H_2SiF_6 і суміші глинозема з кремнеземом. Цей синтез має значення для тлумачення способу утворення топазу в кратерах вулканів.

4. А. Рейх у праці «Досліди синтезу в ряду топаза» (1896) пише, що отримав топаз у процесі взаємодії чотирьохфтористого силіцію з алюмосилікатом за високих значень температури.

5. Л. Мішель-Леві і Ж. Віар (1947) синтезували топаз різними способами: з каситеритом, кварцом, алюмофторидами (Топаз, 1972).

6. У сухих умовах топаз не стійкий вище 1370–1520 К. Однак, під тиском H_2O і SiF_4 (до $2 \cdot 10^2$ МПа) вдалося синтезувати топаз при 570–1240 К (А.А. Годовиков, 1983). Збільшення температури спричиняє гідроліз F-топазу: $2\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{F}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{OH})_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiF}_4$. Для зсуву цієї реакції ліворуч необхідно збільшити P_{SiF_4} . Передбачається, що SiF_4 зіграв вагому роль у процесі утворення топазу в природі, забезпечивши йому тісну асоціацію з рідкіснометалевими мінералами, кварцом, каситеритом, фторвмісними слюдами, флюоритом тощо.

7. В умовах, далеких від природних, у Геофізичній лабораторії Інституту Карнегі синтезовано гідроксил-топаз: андалузит + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ гідроксил-топаз, температура 600–900 °С, тиск 650–2000 бар (Mark D. Barton, 1982).

1.2. Поширення і походження

Вважається, що топаз є середньопоширеним мінералом земної кори (рис. 1.5). Він знайдений на всіх континентах світу, в тому числі в Антарктиді.

Моделльні експерименти, термобарогеохімічні дослідження, умови знаходження топазу у природі свідчать про його тісний у геологічному минулому генетичний зв'язок із гранітною магмою, збагаченою фтором, і пневматолітово-гідротермальне походження. Думка про магматичне походження топазу дискусійна.

Гранітна магма, зародившись на глибині – у земній корі або в мантії – дає в процесі еволюції й кристалізації розмаїті породи та руди (рис. 1.6), передусім топазовмісні граніти, в яких топаз утворюється на стадії автотетасоматозу. Відповідно, у різних умовах, насамперед – за різних значень тиску, формуються різні генетичні типи ендегенних родовищ топазу (*Тораз*, 1995):

1. *Ріолітовий* – здебільшого у кратерах вулканів.
2. *Грейзеновий* – грейзени у субвулканітах і класичні грейзени в гранітах. Особливо тут виділяється топазіт – різновид грейзену, складений лише топазом і кварцом.

1.2. Поширення і походження

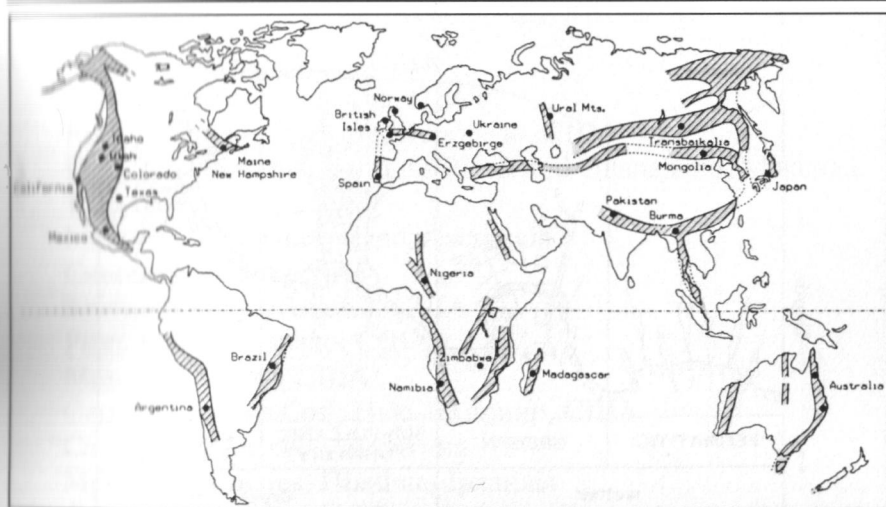


Рис. 1.5. Основні рудопрояви та родовища топазу, які часто територіально зближені з рідкіснометалевими зонами (Тораз, 1995)

3. *Пегматитовий* – сингенетичні й епігенетичні пегматити з порожнинами, які належать до двох формацій: кристалоносної (малих глибин) і рідкіснометалевої.

4. *Скарновий* – на контакті гранітної магми та її продуктів з карбонатними породами.

5. *Гідротермальний* – різнотемпературні гідротермальні жили, здебільшого над гранітною інтрузією та її пегматитами.

У процесі вивітрювання ендегенних родовищ виникли екзогенні розсипні родовища топазу, найкраще представлені в Україні й Бразилії. Подібну систематику родовищ топазу напрацював Є.Я. Київленко (Kievlenko, 2003), доповнив її топазвмісними онгонітами (А.Л. Литвин и др., 1988). Останні В.І. Коваленко і Н.І. Коваленко (1976) вважають субвулканічними аналогами літій-фтористих гранітів.

Поза безпосереднім зв'язком із гранітною магмою відомі рудопрояви топазу у високометаморфізованих породах з кварцом, силіманітом і кіанітом (Танзанія, США). Специфічними топазвмісними геологічними утвореннями є також вторинні кварцити, для

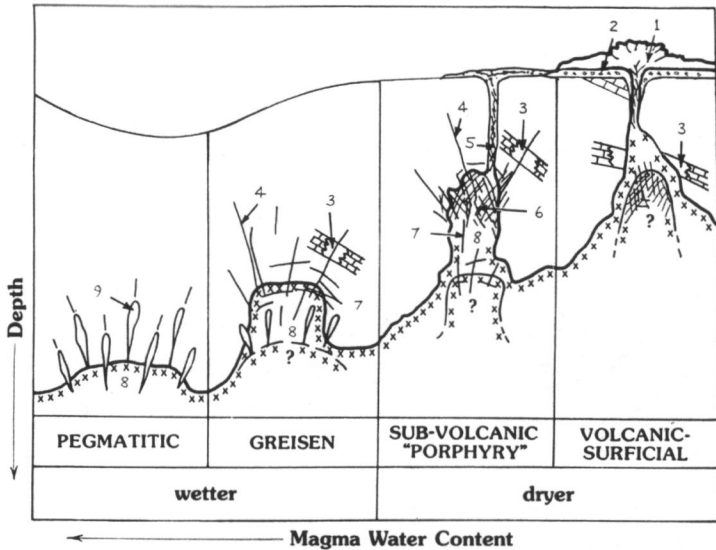


Рис. 1.6. Типи родовищ топазу, сформованих багатую на фтор гранітною магмою (Топаз, 1995): 1 – топаз ріолітів і вулканічні родовища олова; 2 – пірокластичні родовища берилію; 3 – скарни; 4 – високотемпературні жили; 5 – трубчаста брекчія; 6 – субвулканічні грейзени; 7 – грейзени; 8 – міаролові порожнини; 9 – пегматити

яких характерна асоціація з рутилом, гематитом, андалузитом, корундом, діаспором, серицитом, алунітом, турмаліном (Топаз, 1972).

Широке коло мінералів з топазом утворилося також у зазначених вище генетичних типах родовищ. Зокрема, у пегматитах він асоціює з раухтопазом, моріоном, мікрокліном, альбітом, турмалінами, літєвими слюдами, берилієм тощо, у грейзенах – кварцом, каситеритом, вольфрамітом, цинвальдитом, флюоритом тощо, у гідротермальних жилах – різнозабарвленим кварцом, сульфідами, гематитом, рутилом тощо (Топаз, 1972).

Нижче наводимо перелік найбільш відомих і генетично диференційованих родовищ топазу, відкритих у різних країнах світу (Топаз, 1995):

Тоназ ріолітів

Thomas Range 1*, Юта, США

Wah Wah Mountains, Юта, США

Ruby Mountain, Nathrop, Колорадо, США

Durango, Zacatecas, San Luis Potosi and Guanajuato, Мексика

Тоназити

Mount Gibson, Queensland, Австралія

Сингенетичні пегматити

Sawtooth Range, Айдахо, США

Pikes Peak, Колорадо, США

Mason Co. Техас, США

Carroll and Coos Cos., Нью-Гемпшир, США

Catamarca Province, Аргентина

Mourne Mountains, Північна Ірландія

Cairngorm Mountains, Шотландія

Luumäki, Фінляндія

Jos Plateau, Нігерія

Klein Spitzkorje, Намібія

Волинське родовище, Україна

Алабашка, Мурзинка та ін., Урал, Росія

Ріка Урулга, Забайкалля, Росія

Hentiy Province, Монголія

Gifu and Shiga Prefectures, Японія

Епігенетичні пегматити

San Diego Co., Каліфорнія, США

Oxford and Sagadahoc Cos., Мен, США

Amelia Court House, Вірджинія, США

Minas Gerais (багато місць локалізації), Бразилія

Santa Teresa, Espirito Santo, Бразилія

Західна Іспанія

Miami, Зімбабве

Alto Ligonha, Мозамбік

Центральний Мадагаскар

Gilgit, Пакистан

* Тут і далі збережено оригінальні назви родовищ.

Могок, Бірма

Північний Китай

Грейзени

Erzgebirge, Чехія, Німеччина

Шерлова Гора – Алдун Чілон, Забайкалля, Росія

Південний Китай

Скарни

Trumbull, Коннектікут, США

Laacher See, Німеччина

Western Tasmania, Австралія

Гідротермальні жили

Ouro Preto, Мінас Жерайс, Бразилія

Brumado, Бахія, Бразилія

Cornwall, Англія

Untersalzbachtal, Зальцбург, Австрія

Val Lugnez, Illanz, Grisons, Швейцарія

Ріка Санарка, Урал, Росія

Katlang, Пакистан

Східна Австралія

Вміст кристалів топазу у названих вище генетичних типах родовищ розподілений нерівномірно – близько 80 % топазу припадає на пегматити, 10 % – на ріоліти, 10 % – на грейзени, гідротермальні жили та скарни (Тораз, 1995).

Назагал, нині у світі відомо орієнтовно 90 родовищ і рудопроявів топазу, відкритих у різні часи в різних країнах світу. Основний, як зазначалось вище, промислово-генетичний тип родовищ топазу – гранітні пегматити (Бразилія, Росія, Шрі-Ланка, США, Бірма, Україна, Мозамбик, Пакистан, Афганістан, Індія, Монголія, Фінляндія).

Найякіснішим і зазвичай найдорожчим у світі вважають імперіал – рожево-жовтий бразильський топаз із провінції Мінас-Жерайс. Ціна такого ограненого каменю може сягати 300 доларів США за один карат. Однак, це не межа (Джаспер Стоун, 2008). Вартість деяких лілових і червоних топазів інколи перевищує 750 доларів за карат.

Переважну частину видобутку топазу в світі забезпечує Бразилія – країна-рекордсмен за його запасами. Саме ця країна Південної Америки має найбільші пегматитові родовища топазу, з яких видобувають зразки розмаїтого забарвлення і дуже високої якості. У найвідомішому родовищі Ору-Прету успішно видобувають кристали оранжево-червоного забарвлення. Водночас дещо знизилася популярність блакитних кристалів топазу з Бразилії, подібні до яких продовжують з перервами видобувати в Північній Ірландії, Шотландії, Англії (Корнуол). Варто згадати ще ювелірної якості топази з США, що пов'язані з пегматитами (штати Каліфорнія, Колорадо, Мен, Техас), а також родовища в ріолітах (штат Юта, Мексика), з яких видобувають коричнево-рожеві кристали. Видобуток топазу здійснюють також Мозамбик, Мексика, Шрі-Ланка, Пакистан, Росія. При цьому в родовищах останніх двох країн переважають природно забарвлені жовті кристали з коричневими відтінками, барви яких відносно швидко зникають під дією сонячного проміння.

Нижче акцентуємо увагу на діючих, перспективних або генетично цікавих родовищах топазу у світі (Топаз, 1972; Topaz, 1995, 2011; В. Буканов, 2001, 2008; Е.Я. Kievlenko, 2003; Pakistan, 2004; огляди в «Mineralogical Record», «Lapis», «Мир камня», «Минералогический альманах» тощо). Розпочнемо з Американського континенту (American ..., 2007) – найбагатшого на топаз, насамперед ювелірної якості (табл. 1, 2). Найбільшими тут є родовища Бразилії у штатах Мінас-Жерайс, Еспіріту-Санту, Байя і Гояс. У штаті Мінас-Жерайс у діамантових родовищах біля Діамантини у 1721 р. вперше була знайдена галька безбарвного топазу – крапля води. У 1768 р. започаткована нова, нині всесвітньо відома і потужна сторінка історії топазу – пегматитова. У майбутньому родовищі поблизу Ору-Прету (пегматити Капо-де-Лапа), згодом у районі Вірджем-де-Лапа знайдено жовті кристали топазу, а у руднику Сараменья – рожево-коричневі, рожево-червоні імперіал-топази розміром до 13 см. Вони відомі лише в цьому районі, поряд з іншими кольоровими різновидами. У районі Теофілу-Отоні в родовищі Педра-Азул видобували разом з аквамарином прозорий яскраво-зелений топаз у вигляді кристалів довжиною до 60 см. У родовищі

Родригу-Сільва траплялися кристали ювелірної якості, а в родовищі Антоніу-Перейра – кристали золотого бразильського топазу довжиною до 50 см. У пегматитах району Арасуаї (рудник Шанда) також зафіксовано золотий топаз вагою до 50 кг в асоціації з безбарвними і блакитними кристалами. Потім у Бразилії знайшли кристали вагою 238,4 і 270,3 кг (останній експонується в Музеї природної історії в Нью-Йорку). Один з бразильських топазів вагою 117 кг знаходиться в експозиції Музею природної історії у Відні. Це поки що найбільший із усіх відомих у світі топазів кристал ювелірної якості. У штаті Мінас-Жерайс у 1987 р. видобуто кристал топазу розміром $2,0 \times 1,5$ м, оцінений у 3 млн доларів, а через п'ять місяців – мегакристал розміром $2,0 \times 1,8$ м і масою 5,8 т, оцінений ще в надрах у 15–20 млн доларів США. Нарешті, у штаті Ріо-де-Жанейро (півострів Марамбайя) видобувають блакитні й безбарвні топази, а в штаті Еспіріту (рудник Сан-Домінгус) зустрічалися частково ювелірної якості топази.

У США винно-жовті, блакитні й безбарвні кристали топазу видобувають переважно з так званих міаролових пегматитів (родовища Клеймакс у окрузі Лейк, Натроп у окрузі Чейфі, Пайкс Пік в окрузі Ель-Пасо та ін.). Найбільший із них (родовище Глен-Ков) мав розмір 120×60 см. У Каліфорнії (родовище Літл-Фрі) знаходили безбарвні й ясно-блакитні топази, відомі під назвою «топаз лілової гори». Високоякісні безбарвні й сині топази видобували у родовищі Льяно (штат Техас). Винно-жовті, коричнево-оранжеві, рожеві фенокристали видобувають з гідротермальних родовищ у ріолітах (Томас Рейндж, штат Юта). На сході США (штат Мен) відомі родовища (Попехем, Стоунхем) безбарвних і голубих топазів довжиною до 10 см. Приблизно такого ж розміру кристали видобували у родовищах Болдфейс-Маунтін і Конвей. Найбільший для Північної Америки прозорий і безбарвний кристал топазу вагою 4,5 кг видобуто у родовищі слюди Херб-2 (штат Вірджинія). Ювелірної якості кристали топазу видобували також у родовищі Стрітер (штат Теннессі).

У Мексиці в ріолітах видобувають рожеві й жовто-червоні кристали довжиною до 15 см (штат Сан-Луїс-Потосі, родовища Тепетатес, Серрігос). Кристали червоного топазу знайдено у родо-

1.2. Поширення і походження

Таблиця 1. Унікальні кристали топазу ювелірної якості (за В. Букановим (2001, 2008) з доповненням авторів)

Маса, кг	Назва	Рік знахідки, родовище, розмір (у мм), забарвлення, ефекти, місцезнаходження
300	без назви	Бразилія, шт. Мінас-Жерайс, 800 × 600 × 600, прозорий
270,3	— " —	Фазенда-ду-Фуніл, шт. Мінас-Жерайс, Бразилія
150	— " —	Бразилія, рожевий. Музей в університеті Флоренції, Італія
117	— " —	1974, Бразилія, 430 × 410 × 400, рожево-жовтий
117	— " —	1965, Україна, Волинське родовище, 820 × 370 × 350, винно-жовтий, не зберігся
110	— " —	1967, Україна, Волинське родовище, прозорий, не зберігся
68	— " —	Україна, Волинське родовище, 275 × 380 × 380, Музей землезнавства (?) Московського державного університету
32	— " —	1911, Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
14	— " —	Росія, Східне Забайкалля, р. Урульга, притока р. Шилки
13,76	Нейва	Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
13,01	без назви	1840, Росія, Східне Забайкалля, Кібіреєвські копальні, 190 × 210
10,267	— " —	1845, Росія, Забайкалля
10,18	Ферсман	Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
10	Поліхромний	Бразилія, 100 × 280 × 190, Гірничий музей Гірничого інституту, Санкт-Петербург
6,12	Мурзинський	Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
5,835	Урал	Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
4,5	без назви	США, шт. Вірджинія, родовище Херб-2, 300г80, прозорий
3,17	Тумашев	Росія, Середній Урал, копальні Мокруші
Україна (Волинське родовище)		
3,39	Золоте Полісся	170 × 105 × 110, двоколірний — ясно-блакитний і рожево-коричневий, прозорий. Музей коштовного і декоративного каміння, смт Володарськ-Волинський (нині смт Хорошів), Житомирська область
3,607	Джерельце	150 × 140 × 100, прозорий, безбарвний. Музей коштовного і декоративного каміння, смт Хорошів
2,814	Казка	150 × 95 × 90, двоколірний — блакитний і ясно-коричневий. Музей коштовного і декоративного каміння, смт Хорошів
2,107	Академік Ферсман	140 × 80 × 80, здебільшого блакитний, містить скелетні включення флюориту, Музей коштовного і декоративного каміння, смт Хорошів

1. Загальні відомості про топаз як мінерал. Сучасний погляд на конституцію...

Таблиця 2. Унікальні огранені кристали топазу
(за В. Букановим, 2001)

Вага, карати	Назва	Родовище, характеристики (розмір у мм, забарвлення, ефекти), місцезнаходження
36 853	без назви	Бразилія. Колір шампань
22 892,50	Золотий американський	Бразилія, 175,3 × 149,4 × 93,4, 172 грані. Знаходиться у США.
21 327	Принцеса Бразилії	Бразилія, голубий, 143 × 143 × 127. Знаходиться у США
20 769	без назви	Голубий (опромінений)
16 000	Галаксія-Азул	Синій. Виставка в м. Тусон. США
12 000	без назви	Бразилія, ясно-зелений
10 000	Імперіал	Бразилія, рожево-червоний, м. Ріо-де-Жанейро
7 725	без назви	Бразилія, жовтий. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
5 800	без назви	Бразилія, синій. Музей природної історії в м. Чикаго. США
3 273	без назви	Бразилія, синій. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
3 000	без назви	Бразилія, голубий. Королівський музей Канади, м. Торонто
2 680	без назви	Бразилія, безбарвний. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
1 680	«Діамант» Браганза	Бразилія, м. Ору-Прету. Прикрашає корону Португалії
1 469	без назви	Бразилія, жовто-зелений. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
1 464	без назви	Бразилія, голубий. Національний музей. Прага, Чехія
1 463	без назви	Бразилія, яскраво-голубий, має форму яйця. Американський музей природної історії. Нью-Йорк
1 300	без назви	Безбарвний. Британський музей природної історії. Лондон
800	Паннер	Огранений у 1858 р.
614	без назви	Бразилія. Британський музей природної історії. Лондон
398	без назви	Бразилія, ясно-голубий. Американський музей природної історії. Нью-Йорк
398	без назви	Росія, світло-голубий. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США

1.2. Поширення і походження

Закінчення табл. 2

377	без назви	Росія, Урал, синій. Національний музей природної історії. Париж, Франція
369	Максвелл-Стьюарт	Шрі-Ланка, безбарвний, бриліантова огранка
365	без назви	Мьянма (Бірма), світло-коричневий. Королівський музей Канади. Торонто
325	без назви	США, штат Колорадо, безбарвний. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
258	без назви	Бразилія, яскраво-голубий. Американський музей природної історії. Нью-Йорк
241	без назви	Мьянма (Бірма), оранжево-коричневий. Американський музей природної історії. Нью-Йорк
183	без назви	Голубий
178	без назви	Мадагаскар. Колір шампань. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
171	без назви	Темно-жовтий. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
157	без назви	З колекції Великих Моголів
146	без назви	США, штат Техас, світло-голубий. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США
129	без назви	Рожево-оранжевий. Смітсонівський інститут. Вашингтон, США

вщі Віла Гарсія (штат Сакатекас), золотистого кольору видобували в родовищі Вентілла (штат Дуранго). У штаті Гуанохуато видобували також безбарвні кристали топазу.

У Колумбії родовища топазу зосереджені у департаменті Какета (верхів'я річки Какети).

Росія теж традиційно топазова країна (пегматитові й грейзенові родовища Уралу, хребта Адун-Чилон у Забайкаллі, на Шерловій горі, Борщовичного кряжу, Приморського краю, Орловське рідкіснометалеве родовище з топазом і берилем), але її родовища в значній мірі відпрацьовані. Історія відкриття, видобутку та використання топазу в Росії є досить повчальною, насамперед для України, оскільки коштовне каміння Уралу, включаючи топаз, екклало «Славу, которая с годами становится легендой, воспомина-

нием о могущественной империи уральского камня, свидетельства власти которой сохранились в двух российских столицах и в музеях всего мира» (Э.Ф. Емлин, 2003).

На Уралі топаз знайдено Ф. Бабіним орієнтовно 1738 р. у Корніловому лозі і в с. Алабашка біля Мурзинки, згодом – козаком Прутовим в Ільменських горах (Н.П. Юшкин и др., 1986). За іншими даними (В.Б. Буканов, 2008), родовища голубого топазу на Середньому Уралі відкриті в 1722 р. у пегматитах Мурзинки. Знайдені у XVIII ст. козаком Прутовим безбарвні й ясно-блакитні топази – *«гордість Південного Уралу»*, – згодом дослідив М.І. Кокшаров (В.Н. Авдонин, Ю.А. Поленов, 2004).

Професор Д.І. Соколов (1832) у своєму відомому підручнику з мінералогії згадує про деякі чудові уральські кристали топазу. За його даними, один із них зберігається в музеї Корпусу гірничих інженерів, він важить 74,5 золотника та куплений за 3000 рублів. Інший, що належить обер-берггауптману Герману, важить понад 7 фунтів (Г.Е. Щуровський, 1841).

Важливе значення мало й те, що на Уралі наприкінці XVIII ст. топаз почали огранювати. У цей час тут за мінералом закріпилася назва «тяжеловес», присвоєна йому уральськими гірниками.

Мине деякий час і Середній та Південний Урал набудуть слави *«Мінералогічного раю»*, *«Мінералогічної Мекки»*. Про топаз Уралу О.Є. Ферсман (1921) висловився так: *«Россия поистине может гордиться своими топазами, которые по красоте тона, чистоте воды и величине кристаллов занимают исключительное место среди топазов всего света»*.

Разом з тим ще у першій половині XIX ст. професор Г.Є. Щуровський (1841) із сумом писав: *«... в прежние времена добывались редкие кристаллы, совершенно прозрачные, бесцветные или иссиня-белого цвета, и такой величины, что иногда весили 6 или 7 фунтов ... бывали и такие кристаллы, которые при необыкновенной величине заключали и высокое достоинство»*.

На Середньому Уралі топази видобували також у копальнях Мокруші, Шайтанки, Липовки тощо, які знаходяться в межах Мурзинської пегматитової смуги загальною площею ~ 1200 км². Більш ніж за 200 років Мурзинка дала багато прекрасних кристалів

топазу, вага яких досягала 25 кг і більше. Бували роки, наприклад 1900 рік, коли з однієї з копалень на Адуї вдавалося вивезти понад 450 кг ювелірного матеріалу (А.Е. Ферсман, 1954).

До революції найбільший топаз, знайдений на території Росії (1911) у занориші пегматитової жили (копальня Мокруша на Уралі), важив близько 32 кг. Фахівці визнали (*Russian ...*, 2011), що найславніший тутешній мінерал – це топаз, а блакитний топаз із копальні Мокруша (Алабашське поле) ідентифіковано як мінерал – символ Росії. Прекрасні зразки такого топазу з Алабашки зберігаються, зокрема, в Гірничому музеї Санкт-Петербурзького Гірничого інституту.

Найбільшу кількість класичних штуфів мурзинського топазу, які розійшлися по колекціях усього світу, видобуто у 1820–1890 рр., а найбільший зразок – друзу «Победа» вагою 43 кг, знайдено в копальні Мокруша у 1985 р. (*Russian ...*, 2011).

На Південному Уралі у пегматитах Ільменських гір, які стали відомими у 1820–1830 рр. після експедиції І. Менге, О. Гумбольдта і Г. Розе, поблизу Міассу знайдені безбарвні, жовті, голубі та поліхромні топази вагою до 3 кг (В.А. Попов, В.И. Попова, 2006).

Звернемо увагу на морфологічну відмінність уральських кристалів топазу, зафіксовану ще вченими XIX ст. (Г. Лебедев, 1891), а саме: морфологія ільменського топазу багатша, ніж мурзинського (рис. 1.7, 1.8). Різними дослідниками встановлено (В.А. Попов, В.И. Попова, 2006), що на кристалах ільменського топазу наявне рекордне число комбінацій простих форм – 47, а на кристалах Мурзинки – 39.

Серед мінералів знаменитих ельбаїтових пегматитів Липовки (Середній Урал) топаз посідає не останнє місце. Тут він приурочений у міаролах до ельбаїт-лепідолітового парагенезису і утворює напівпрозорі до прозорих блакитні кристали розміром до 6 см (В мире минералов, 2008).

Цікава також, поки що в теоретичному сенсі, топазова мінералізація камерних пегматитів Уралу (А.С. Таланцев, 1988). В ізумрудних копальнях Уралу топаз поширений обмежено в пегматитових і кварц-плагіоклазових жилах, топаз-парагонітових тілах тощо (Иzumр. копи ..., 2009).

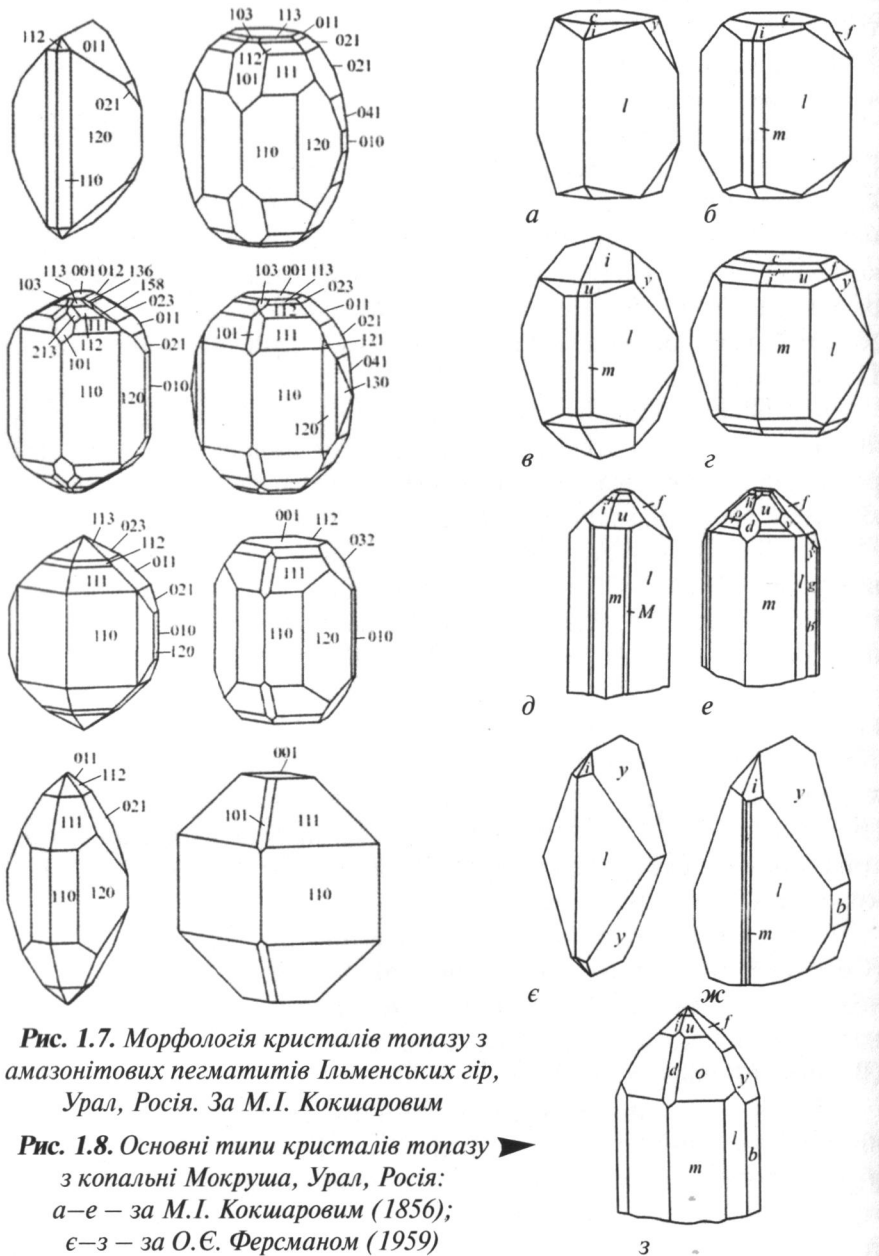


Рис. 1.7. Морфологія кристалів топазу з амазонітових пегматитів Льменських гір, Урал, Росія. За М.І. Кокишаровим

Рис. 1.8. Основні типи кристалів топазу з копальні Мокруша, Урал, Росія: а–е – за М.І. Кокишаровим (1856); є–з – за О.Є. Ферсманом (1959)

Тривалий час функціонували розсипні родовища топазу на Уралі, наприклад у долинах річок Камінка, Сенарка, де, поряд із золотом, видобували кристали топазу рожевого і рожево-фіолетового забарвлення.

Топазовим вважається також Забайкалля (Г.А. Юргенсон, 2001). На його півдні, у районі Борзя, ще у 1723 р. відкрито перше родовище топазу в пегматитах гори Сокбуй (Адун-Чілонський хребет). Тут видобували кристали (рис. 1.9) блакитного, золотистого та винно-жовтого топазу розміром до 15 см. У 1762–1769 рр. у західній частині хребта Адун-Чілон було знайдено родовище на горі Куку-Серкен і в грейзенах Шерлової гори. Шерловогорське родовище розроблялося донедавна. 1831 року у пегматитах Борщовичного кряжу відкрито Кібереєвські, Семенівські та інші копальні, родовища топазу на річці Урульга. Кібереєвські копальні стали популярними завдяки великим кристалом винно-жовтого кольору, тут видобутих. У Гірничому музеї СПб Гірничого інституту зберігається кристал топазу розміром 19×21 см і вагою 13,01 кг, видобутий у 1840 р. у копальні Дорогий Утьос. Урульгінські топази поліхромні, ясно-коричневі, блакитні, але швидко знебарвлюються на сонці. Це видно на кристалі розміром $140 \times 100 \times 80$ см (р. Урульгуй), привезеному 1860 р. Бутіним у Петербург та дослідженому М.І. Кокшаровим і подарованому імператору Александру II. Того ж року імператор передав його Гірничому музею Санкт-Петербурзького Гірничого інституту. Кристал розбитий по спайності на дві частини. Грейзени з топазом знайдено у рідкіснометалевому родовищі Етика у Східному Забайкаллі. Кристали голубого

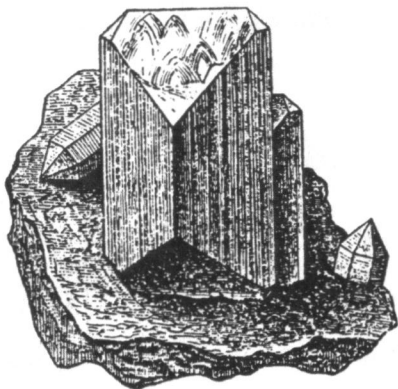


Рис. 1.9. Зарисовка кристала адун-чїлонського типу. Адун-Чїлон, Забайкалля, Росїя. Запозичено з: Н.А. Baumhauer's "Reich der Kristalle" (1889)

і рожевого топазу ювелірної якості (до 4 см) виявлені в пегматитах Малханського хребта (Центральне Забайкалля). Шедевром 2009 р. визнано (В мире минералов, 2010) топаз з Малханського хребта – друза блакитних прозорих кристалів топазу (до 4 см), на яких домінують грані призми $\{120\}$ і пінакоїду $\{001\}$, на паралельному зростку двох зеленувато-жовтих кристалів турмаліну з лепідолітом і калійовим польовим шпатом; $10,5 \times 6 \times 4$ см (жила Сонячна, Малхан, Забайкалля, Росія). Г.А. Юргенсон і А.Г. Горячкіна (2003) оптимістично прогнозують приріст ювелірної, у тому числі, топазової сировини у Забайкаллі.

На особливу увагу з генетичного погляду заслуговує топаз з родовищ каситерит-кварцової формації, добре розвиненої в Забайкаллі (Ів.Ф. Григор'єв, Е.І. Доломанова, 1954). За даними зазначених авторів, топаз у цих родовищах зустрічається у вигляді зернистих, радіально-променистих та інших агрегатів і кристалів-багатогранників (3–7 мм), як у навколожильних грейзенах різного складу – топазових, кварц-топазових, мусковіт-топазових, цинвальдит-топазових, кварц-топаз-цинвальдитових і мусковіт-топаз-кварцових, – так і в кварц-топазових рудних жилах, прожилках і лінзах. Залежно від того, де – у грейзенах чи в рудних жилах (прожилках), і як виріс топаз – метасоматичним способом чи в

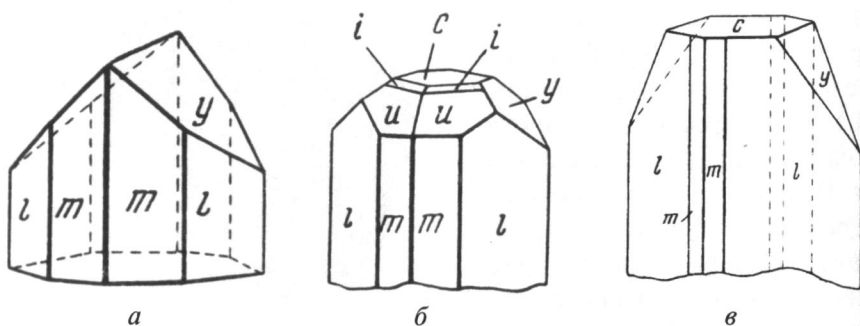


Рис. 1.10. Морфологія кристалів топазу з грейзенів (а), рудних прожилків (б) і рудних жил (в) каситерит-кварцової формації Забайкалля, Росія. $t \{110\}$, $l \{120\}$, $y \{021\}$, $c \{001\}$, $u \{111\}$, $i \{223\}$. За Ів.Ф. Григор'євим і Є.І. Доломановою (1954)

1.2. Поширення і походження

умовах вільного росту – він відповідно характеризується певними відмінностями складу, морфології (рис. 1.10) і умов кристалізації.

Топаз у родовищах каситерит-кварцової формації Забайкалля поширений нерівномірно. Основна його маса зосереджена в злов'язаних і олово-вольфрамових родовищах (рис. 1.11), пов'язаних з амазонітовими гранітами або граніт-порфірами новокимерійського віку. Післямагматичні високотемпературні розчини цих інтрузій містили підвищену кількість фтору, літію й інших рідкісних елементів.

За хімічним складом топаз навколожильних грейзенів (пневматолітова стадія) відрізняється від топазу рудних жил (гідротермальна стадія) більшим вмістом фтору і меншою кількістю гідроксиду.

Форма грейзенових кристалів топазу проста – на них розвинені здебільшого грані з великою ретикулярною щільністю $\{110\}$, $\{120\}$, $\{021\}$. У рудних жилах морфологія кристалів топазу складніша (рис. 1.10).

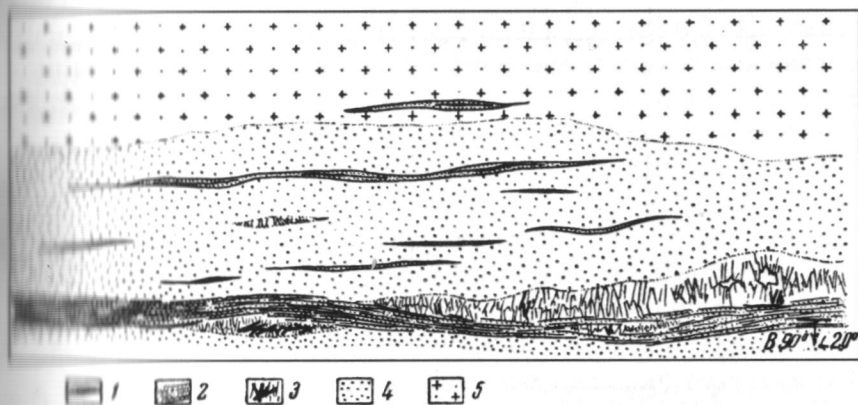


Рис. 1.11. Схема будови зони оловомісного грейзену Забайкалля: 1 – лінійноподібні прожилки топазу з кварцом, мусковітом і каситеритом; 2 – грейзен топазовий з каситеритом. Розвивається вздовж зон тріщинуватості; 3 – кварц крупнокристалічний з вольфрамітом; 4 – грейзен мусковіт-кварцовий; 5 – граніт мусковітовий (грейзенізований). За Ів.Ф. Григор'євим і Є.І. Доломановою (1954)

Топаз зазначених вище геологічних утворень Забайкалля не-рідко метасоматично заміщений Li-мусковітом, гідромусковітом, флюоритом, каолінітом тощо.

На Далекому Сході топазова мінералізація розвинена скромно. В узагальненні приморських авторів (Б.Л. Залищак и др., 2003) фігурує лише одне Sn-W родовище Забитоє з топазом у пегматитах і грейзенах, в яких мінерал представлений короткостовпчастими безбарвними і блакитними кристалами розміром до 5 см.

У республіці Саха (Якутія) топаз трапляється в Sn-W родовищі Полярне у вигляді прозорих кристалів довжиною до 5 см. Вміст топазу в його грейзенах не перевищує 30 %. Крім того, топаз знайдено в Sn-родовищі Кестер (Полярна Якутія).

У Таджикистані (район озера Рангкуль) відкриті в 1980-х роках пегматити (родовища Міка, Амазонітове, Пегматит-3) з ясно-блакитними, безбарвними й золотисто-жовтими кристалами топазу довжиною до 10 см (А.М. Skrigitil, 1996). У грейзенах Таджикистану трапляються прозорі кристали довжиною до 1,5 см.

Топаз – характерний мінерал грейзенів Узбекистану (Минералы Узбек., 1976), представлений призматичними кристалами розмірами 0,1–2,0 мм, радіально-променистими зростками, зернами неправильної форми, сферолітами діаметром до 1 см. Поодинокі зерна акцесорного топазу встановлено в деяких гранітоїдах Курами та Західного Узбекистану.

У Киргизстані відоме родовище топазу Тур-Суй на хребті Терскей-Ала-Тоо.

Безбарвні й блакитні топази ювелірної якості довжиною до 10 см зафіксовано в пегматитах і грейзенах Центрального Казахстану у родовищах Бекта-Ата, Айртау, Акчатау, Нура-Талди, Оратау. У інших місцях Казахстану топаз – рідкісний мінерал, за винятком родовища Дельбегетей (Східний Казахстан).

У Монголії топаз наявний у вигляді добре огранених кристалів у камерних пегматитах, рідкіснометалевих гідротермальних жилах, грейзенах і онгонітах (Минералы Монголии, 2006). Найбільші кристали (25 × 16 см) виявлені в заноришах камерних пегматитів (родовище Дзун-Баїн). Кристали здебільшого прозорі й забарвлені у коричнево-рожевий, медово-жовтий й блакитний кольори.

1.2. Поширення і походження

Передбачається у досліджених кристалах ізоморфізм $Al^{3+} + F^{-} \leftrightarrow Fe^{3+} + O^{2-}$. Включення у кристалах із онгонітів і деяких пегматитів гомогенізуються у розплав, що, на думку авторів, є доказом магматичного походження топазу.

В Європі тривалий час єдиним джерелом винно-жовтого ювелірного топазу (рис. 1.12) було родовище Шнекенштейн (Саксонія), відкрите 1737 р. у Рудних горах. І.Ф. Генкель, вчитель Ломоносова, ймовірно першовідкривач саксонських топазів, описав ясно-сині, ясно-зелені, медово-жовті різновиди. Він спробував пов'язати форму та спайність топазу з внутрішньою будовою, але дійшов негативного висновку. Родовище Шнекенштейн розроблялося до 1880 р., видобувалися кристали довжиною до 10 см, а з 1937 р. воно має статус мінералогічного заповідника. У цій же Саксонії в грейзенах олов'яних родовищ поблизу Ахена знайдено особливий різновид топазу – агрегат променисто-стовпчастих виділень, названих, ймовірно, Р.Ж. Гаюї (1801), пінітом. Згодом він був виявлений у схожих ситуаціях у Циннові (Чехія), Ізерських горах (Польща) та інших подібних місцях.

У Великій Британії топази знайдено у Корнуолі, в горах Морн (графство Даун, Ірландія) і в Шотландії (Livingstone A., 2002).

Умови знаходження топазу у нещодавно відкритих камерних пегматитах Фінляндії дуже схожі з такими у камерних пегматитах України (Е.К. Лазаренко й др., 1973). У ще двох скан-

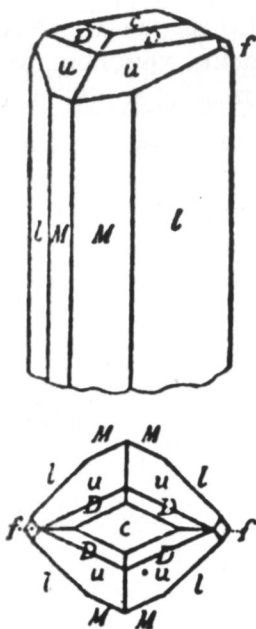


Рис. 1.12. Габітус типових кристалів топазу з родовища Шнекенштейн, Німеччина. За В. Гольдшмідтом (1922)

динавських країнах – Норвегії та Швеції – також знайдено індивіди й агрегати топазу. У пегматитах Південної Норвегії біля Ейво видобуто напівпрозорий кристал топазу розміром $48 \times 35 \times 20$ см і масою 64 кг (за іншими даними – 60 кг), який тривалий час – до знахідок в Україні й Бразилії – вважався найбільшим у світі. У Швеції неподалік від Фалуна (родовища Фіннбо і Бродбу) видобували прихованокристалічний, переповнений включеннями, жовтий топаз – фізаліт (А.Г. Вернер, 1817), який раніше був відомий під назвою пірофізаліт (В. Хізінгер, Й. Берцеліус, 1806). Зернисті агрегати топазу різного ступеня щільності також характерні для вторинних кварцитів (с. Попінці в Болгарії; Жаннет у Казахстані; Уайт Маунтін у США; Кабанське і Левіха на Уралі) і топазових гранулітів, у тому числі з кіанітом (Індія) (Топаз, 1972). Як колекційний матеріал топаз у вигляді дрібних кристалів (рис. 1.13) трапляється в гідротермальних жилах (Швейцарія).

Невеликі кристали топазу знайдено також в Австрії й Чехії (J.H. Bernard et al., 1981).

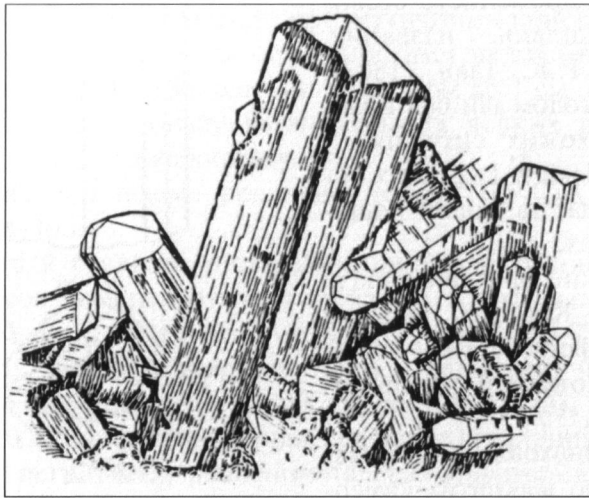


Рис. 1.13. Зарисовка кристалів топазу довжиною до 1 см з кристалами димчастого кварцу, характерних для низькотемпературних гідротермальних жил. Грейзени, Швейцарія. Рисунок М. Сума (M. Soot). З журналу "Mineralogical Record" (Топаз), 1995, № 1

1.2. Поширення і походження

Чудові водянопрозорі, ясно-жовті та зеленкуваті кристали, подібні за габітусом до уральських й шнекенштейнських топазів, трапляються у пегматитах Японії. У районі Наегі (префектура Гіфу) видобували кристали топазу розміром до 15 см. Менші кристали (до 5 см) — у префектурі Сіга (родовище Танокаміяма).

В Австралії топаз видобувають у Новому Південному Уельсі в районі Обан-Кукабукра, а також у родовищах Еммавіль, Тінга та ін. Найбільш крупний огранений топаз мав вагу 184 карат. У районі Маджі знайдено уламок блакитно-зеленого кристалу вагою понад один кілограм. Видобувають топаз також у штаті Квінсленд і на острові Тасманія.

Пакистан розробляє топазові родовища гідротермального походження (Гхундао-Хілл біля м. Мардана, Кантант біля м. Пешавара) — жили з рожево-фіолетовими і малиновими топазами висотою до 7,5 см. В Індії, по сусідству з Пакистаном, а також в інших місцях, видобувають винно-рожевий і золотистий топаз. Шрі-Ланка видобуває топаз разом з іншим коштовним камінням переважно з розсіпів. Відомі також родовища топазу в пегматитах Афганістану.

У Китаї відомі родовища ювелірного топазу (провінції Юньнань, Хунань та ін.), у В'єтнамі — родовище Ксоан Лі (провінція Тан Хоа) з безбарвними кристалами розміром до 8 см.

На африканському континенті привабливими з точки зору топазу є *Зімбабве* (на руднику Св. Анни з пегматитів видобувають значну кількість кристалів блакитного топазу розміром до 10 см), *Конго* (Кіншаса, поблизу Колвезі відкрито родовище топаза-імперіала золотисто-рожевого й рожевого кольору в асоціації з зеленим турмаліном і рожевим ортоклазом), *Намібія* (голубий топаз в горах Еронго — родовища Еронго та Шпицкоп'є), *Нігерія* (на плато Джонс знаходиться грейзенове родовище Баучі зі слабо забарвленим топазом, який у вигляді гальки видобувають також з розсіпів), *Мозамбік* (пегматитові родовища топазу в області Алто-Лігонья; типовим тут є родовище Муяне, в якому знаходили непрозорі кристали довжиною ≤ 1 м і вагою до 2,5 тонн), *Мадагаскар* (родовища з кристалами довжиною до 10 см на півдні й на півночі біля селища Махабо).

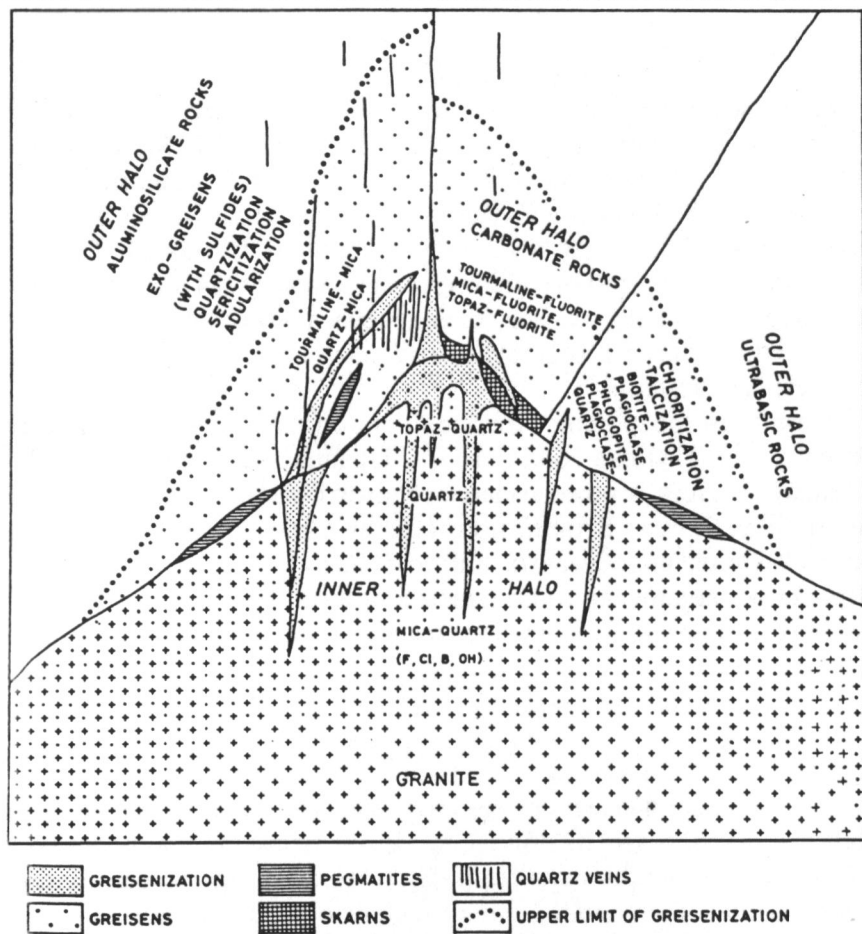


Рис. 1.14. Мінералізація, пов'язана з гранітними інтрузіями (модифікована схема Г.Н. Щерби, 1970).

З журналу "Mineralogical Record" (Topaz), 1995, № 1

Стисло підсумуємо наведені й ненаведені тут літературні й наші дані, які в загальній формі стосуються походження, хімічного складу і форми кристалів топазу. Декількома поколіннями вчених і практиків викристалізована думка про генетичний зв'язок топазової мінералізації з дериватами гранітної (кислої)

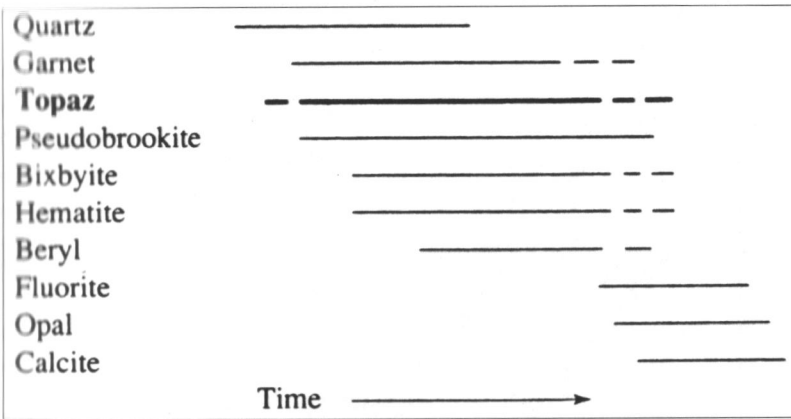


Рис. 1.15. Парагенезис і послідовність виділення мінералів у жилах, пов'язаних з топазовими ріолітами (модифікована діаграма Л.Р. Піма, 1979). Родовище Томас Рейндж, штат Юта, США. З журналу "Mineralogical Record" (Topaz), 1995, № 1

магми, який просторово найпродуктивніше зреалізувався в гранітоїдних утвореннях і їхніх похідних – пегматитах, метасоматитах, кварцових жилах (рис. 1.14). Сильний аргумент на користь сказаного – наявність топазу у самих гранітах, в яких він виріс метасоматично, найчастіше на місці польових шпатів, у процесі автометасоматичного перетворення порід.

Зрозуміло, що не кожна гранітна (кисла) магма є потенційним продуцентом топазу.

Результати дослідження включень мінералоутворювального середовища в мінералах топазвмісних ріолітів, гранітоїдів, пегматитів, грейзенів, скарнів, гідротермальних жил (праці М.П. Єрмакова, Ю.О. Долгова, В.А. Калюжного, Е. Реддера, Д.К. Возняка, І.М. Наумка та ін.), а також тісна асоціація топазу, часто парагенетична, з рідкіснометалевими мінералами («рідкіснометальні пояси» Г.Н. Щерби, 1970) свідчать про таке:

1) топаз – типоморфний мінерал порід, руд і жил, які є похідними дериватами гранітних магм, збагачених леткими компонентами, передусім фтором і водою;

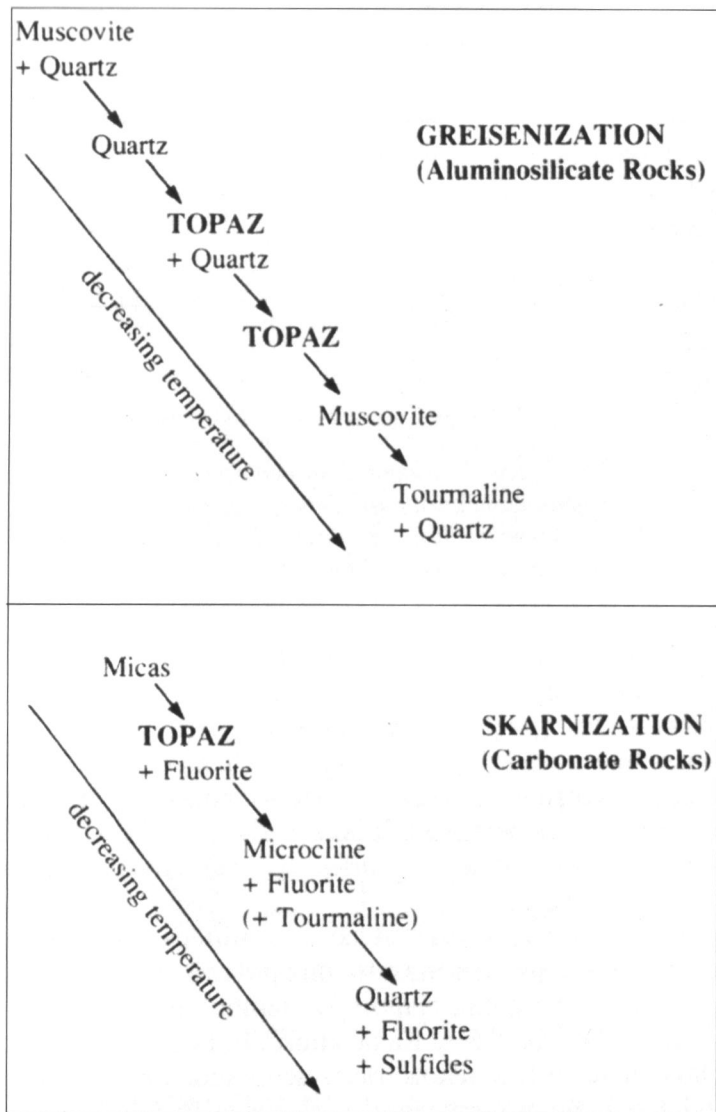


Рис. 1.16. Типова послідовність кристалізації мінералів у топазових родовищах, пов'язаних з грейзенами та скарнами (модифікована схема Г.Н. Щерби, 1970).

З журналу "Mineralogical Record" (Topaz), 1995, № 1.

1.2. Поширення і походження

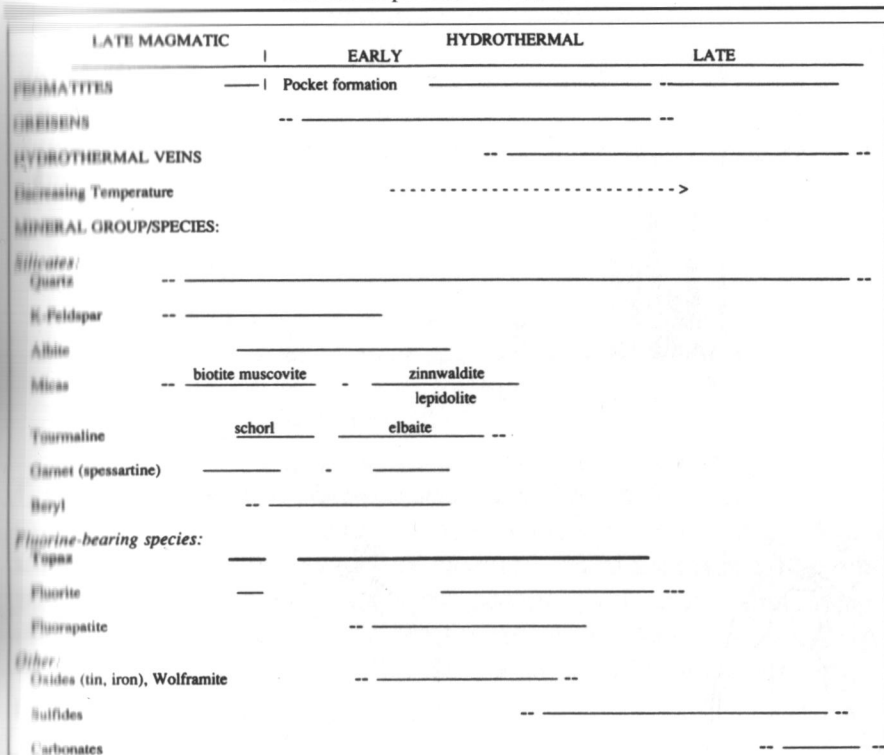


Рис. 1.17. Узагальнена (генеральна) схема кристалізації мінералів у топазових родовищах, пов'язаних з гранітними інтрузіями.

За даними різних авторів.

З журналу "Mineralogical Record" (Topaz), 1995, № 1

2) топаз має пневматолітове і гідротермальне походження;
 3) він формувався в умовах вільного росту або метасоматично;
 4) послідовність виділення і місце топазу у загальній схемі формування різних мінеральних комплексів є неоднаковою (рис. 1.15–1.17);

5) ступінь заміщення фтору гідроксидом змінюється у порівняно нешироких межах (~30 мол. %) з загальною тенденцією зростання вмісту гідроксиду при переході від топазу вулканітів, негматитів і грейзенів до топазу гідротермальних жил, тобто загалом зі зниженням температури кристалізації (рис. 1.18).

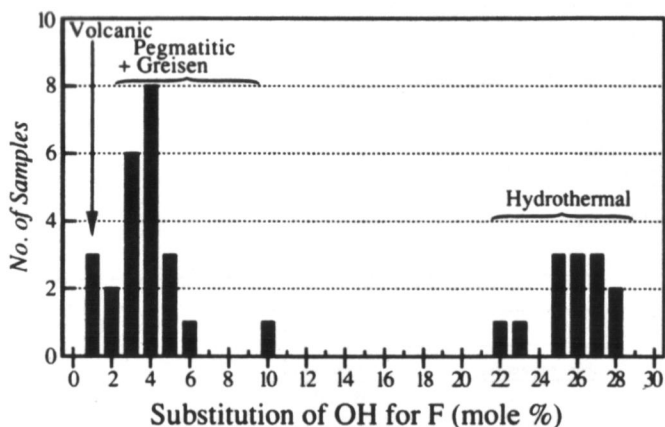


Рис. 1.18. Варіації вмісту ОН у топазі з різних геологічних утворень. За Е.Е. Фурдом і співавторами (1990)

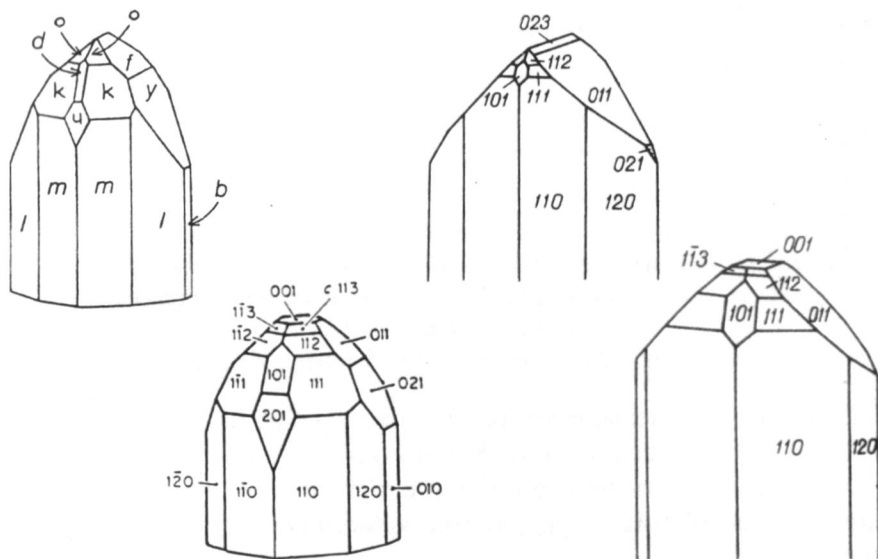


Рис. 1.19. Типові поширені форми кристалів топазу. Лівий ряд — з журналу "Mineralogical Record" (Topaz), 1995, № 1; правий ряд — за П.К. Вовком і В.І. Павлициним (Е.К. Лазаренко і др., 1973). Пінакоїди: b {010}, c {001}. Призми: f {011}, y {021}, d {101}, u {210}, m {110}, l {120}. Діпіраміди: k {111}, o {112}, s {113}

Ще в 20-х роках ХХ ст. О.Є. Ферсман (1960) дійшов висновку, що в пегматитах, пневматолітах, гідротермальних жилах морфологія кристалів топазу досить розмаїта, але можна говорити і про типові форми, які наведено на рис. 1.19, і які кореспондуються з формами О.Є. Ферсмана.

1.3. Гетерогенна будова кристалів топазу та пов'язані з нею аномальні властивості. Дисиметризація кристалів топазу

Спочатку згадаємо давно відомі факти (А. Штурм, 1835; Г. Порихь, 1902; G. Tschermak, 1921; А.Г. Бетехтин, 1950 та ін.), які стосуються піро-п'єзоелектричних властивостей топазу. Якщо міркувати в рамках всесильної симетрії, то ці властивості не знаходять тлумачення в моделях розглянутої вище **неполярної структури** (див. рис. 1.1) з центром симетрії. Отже, напрошується такий висновок: з певною часткою умовності ці властивості можна розглядати як аномальні.

А зараз трохи історії.

Топаз легко електризується від тертя, тиску, нагрівання. *«Серед коштовного каміння лише топаз проявляє електричні властивості, які схожі за інтенсивністю, зафіксованою у турмаліні»* (Г. Гюрих, 1902). Дійсний член Мінералогічного товариства в Санкт-Петербурзі, інженер-підпоручик А. Штурм в одному з перших російськомовних підручників з мінералогії зауважує таке: *«У топазі ... особливе термоелектричне явище, а саме Бразильський Топаз електризується від нагрівання дуже сильно, Сибірський Топаз дуже слабо, а Саксонський цілком не електризується. Розподіл електрики особливий у Бразильському Топазі; вздовж осі і паралельно їй фіксується від'ємна, а прямовисно (отвесно) – додатня електрика»* (А. Штурм, 1835, с. 413).

У більшості мінералів піроелектрику відкрили Р.Ж. Гаюї* (1811, 1824) і Д. Брюстер. Особлива заслуга Р.Ж. Гаюї – він, використавши результати дослідження електричних властивостей турмаліну,

для фіксації електрики, збуджуваної тертям, стискуванням і нагріванням, сконструював спеціальні електроскопи.

За даними Л.А. Крижановського, топази Волині наділені слабким плеохроїзмом і помітно електризуються (М.Н. Ивантшин и др., 1957).

Отже, планаксіальна симетрія $3L_23PC$ топазу і наявність у ньому піро-п'єзоелектричних властивостей – речі несумісні. Звідси логічно випливає, що електричні властивості кристалів топазу можуть проявитися лише у дисиметризованих кристалах, тобто кристалах з пониженою симетрією, насамперед, без центра симетрії. Розглянемо це питання докладніше, передусім на засадах понять про векторні та скалярні властивості мінералів.

Якщо внаслідок скалярної дії на кристал у ньому виникає явище, яке описується вектором, або, навпаки, внаслідок векторної дії виникає скалярне явище, то мусимо говорити про прояв у кристалі векторної властивості: явище = властивість \times дію; вектор = вектор \times скаляр. З огляду на це стисло висвітливо векторні властивості на прикладі піроелектричного ефекту, скориставшись відповідною методологією (М.П. Шаскольская, 1976; Ю.В. Ворошилов, В.И. Павлишин, 2011).

Нагадуємо, що піроелектрика – це властивість деяких діелектричних кристалів, ефект виникнення електричних зарядів протилежного знаку на протилежних гранях кристала внаслідок зміни його температури. Якщо кожна елементарна комірка кристала являє собою електричний диполь P , то вважається, що в ньому присутня так звана спонтанна (самодовільна) поляризація. Кожна елементарна комірка такого кристала має некомпенсований електричний дипольний момент:

$$P = q \cdot l,$$

де q – заряд, l – відстань між рівними, але протилежними за знаком зарядами.

* Існує також обґрунтована думка, що явище, яке Д. Брюстер назвав піроелектрикою, відкрив у кристалах турмаліну петербурзький академік Ф. Епінус (1759).

Аналіз термодинамічних співвідношень, які описують піроелектричний ефект (Соврем. кристаллогр., 1981), засвідчує, що повинен існувати також зворотній ефект: зміна температури кристала внаслідок дії на нього електричного поля. Цей ефект називається електрокалоричним.

Якщо диполі орієнтовані однаково, то кристал стає електрично поляризованим, іншими словами, елементарні диполі, які ланцюжками просякають тіло кристала, створюють поляризацію всього його об'єму. Спонтанна поляризація діелектричного кристала на одиницю об'єму, зазвичай, визначається як сума дипольних моментів на одиницю об'єму:

$$P = \frac{1}{V} \sum_V P$$

Величина спонтанної поляризації P кристала чисельно дорівнює поверхневій густині зарядів σ на протилежних гранях кристала, перпендикулярних до напрямку P :

$$P = \frac{1}{V} \sum_V ql = \frac{\sum q}{S} = \sigma$$

Якщо кристал тривалий час знаходиться в умовах сталої температури, то він нейтралізується — не виявляє електричної поляризації. Якщо ж температура кристала однорідно змінюється, то, внаслідок ізотропної дії цього чинника ΔT , у кристалі з'являється додаткова електрична поляризація ΔP , тобто проявляється векторна властивість.

Рівняння піроелектричного ефекту має вигляд:

$$\Delta P = \gamma \Delta T + \gamma_1 \Delta T^2,$$

де ΔP — приріст вектора спонтанної поляризації кристала; γ , γ_1 — коефіцієнти піроелектричного ефекту, які є характерними константами речовин. Простіший (лінійний) піроелектричний ефект:

$$\Delta P = \gamma \Delta T, \text{ звідси пірокоефіцієнт } \gamma = \Delta P / \Delta T.$$

Останній розглядається як міра піроактивності кристала. При $135\text{ }^\circ\text{C}$ і напрузі $73,5$ в піроелектричний коефіцієнт $\gamma = 27,5$ (Топаз, 1972). Оскільки ΔT – скаляр, а ΔP – вектор, то γ – також вектор, який характеризує величину піроефекту. При цьому симетрія властивості, яка описується вектором γ , повинна відповідати симетрії явища.

Вектор електричної поляризації, так само як і напругу однорідного електричного поля, можна зобразити полярною стрілкою, симетрія якої відповідає одній із граничних груп симетрії Кюрі ∞m . Оскільки скалярна дія на кристал не може створити симетрію полярної стрілки, то ця симетрія повинна існувати у самому кристалі.

І ось тут ми підходимо до дуже важливого висновку: вектор поляризації P у кристалі з піроефектом повинен бути паралельним одиничному полярному напрямку кристала. Якщо ж у кристалі немає одиничних полярних напрямків, як у випадку топазу з ідеальною симетрією mmm , то ні піроефекту, ні інших векторних властивостей не слід очікувати в цьому мінералі. Тим не менше, ці властивості, як вже зазначалося, в реальних (дисиметризованих) кристалах зафіксовані.

Для завершення розгляду проблеми повернімося ще раз до симетрійних аспектів зачепленої теми.

Відомо, що з 32 видів симетрії лише в 10 видах симетрії існують одиничні полярні напрямки, тобто вони є в тих видах, де є одна єдина вісь симетрії або одна вісь плюс поздовжні площини симетрії. Загальний висновок такий: піроелектричний ефект може проявлятися лише в діелектричних кристалах, які належать одному з цих 10 видів симетрії: $1, 2, 3, 4, 6, m, mm2, 3m, 4mm, 6mm$.

З огляду на це співставимо теоретичні аспекти з експериментальними результатами дослідження анатомії, реальної кристалічної структури топазу і властивостей його кристалів (Мінерал. енциклоп., 1985; Г.Г. Леммлейн, 1973; А.Г. Штукенберг, Ю.О. Пунин, 2004; М. Akizuki et al., 1979; J.B. Parise et al., 1980; Review ..., 1980; P.H. Ribbe, G.V. Gibbs, 1971; P.H. Ribbe, -1980; K. Shinoda, N. Aikawa, 1994a, 1994b; Topaz, 1995, 2011 тощо), які стисло зводяться до таких положень:

1. «*Це вона, дисиметрія, творить явище*». Ці промовисті слова, які належать П'єру Кюрі, у концентрованій формі засвідчують, що кристал у процесі росту, за винятком росту в умовах ідеальної кристалізації, дисиметризується, наприклад, набуває гетерогенної (секторіальної) будови. Іншими словами, він вибудовує різні піраміди (сектори) росту, число яких дорівнює числу граней, що ростуть (F. Vecke, 1894; R. Brauns, 1919; Г.Г. Леммлейн, 1973; Д.П. Григор'єв, А.Г. Жабин, 1975).

Анатомічно картина стане повнішою й зрозумілішою, якщо ми її доповнимо **законом Бекке—Леммлейна—Григор'єва**: реальний кристал складено пірамідами росту граней, поверхнями росту ребер і лініями росту вершин; піраміди росту різних гранних форм, поверхні росту різних реберних форм, лінії росту різних вершинних форм фізично та хімічно неоднакові.

2. У випадку кристалів топазу його грані $\{001\}$, $\{010\}$, $\{hk0\}$, $\{hkl\}$ в процесі росту сорбують різні хімічні елементи, в тому числі елементи-хромофори, захоплюють різні включення, вибудовують піраміди росту з неоднаковою впорядкованістю структурних одиниць, дефектністю і різними фізичними властивостями, зокрема, піро-п'єзоелектричними та оптичними. Макроскопічно це проявлено у секторальній поліхромності кристалів, частково у їхній морфології, мікроскопічно — в оптичній чорно-білій неоднорідності, спотворених коноскопічних фігурах, різних значеннях кута $2V$ і показників заломлення.

Отже, сформований повнокровний кристал топазу складається з пірамід, які мають вершини в центрі кристала та основи, що збігаються з його гранями. У кожній піраміді росту формується своя конституція, симетрія, властивості, які можуть бути кардинально відмінними за цими параметрами, однак вони можуть істотно й не розрізнятися, хоча якась мінімальна відмінність обов'язково наявна.

Неоднаковість пірамід росту топазу, як вже зазначено, первинно спричинена різною кристалічною структурою граней його простих форм, які, взаємодіючи з мінливим живильним середовищем, адекватно змінюються, підпорядковуючись дії універсального принципу Кюрі. Навіть більше — різні грані однієї й тієї

ж простої форми можуть сформувати, знаходячись у процесі росту у неоднакових зовнішніх умовах, різні піраміди росту.

О.В. Шубников (1961) здійснив аналіз точкових груп симетрії пірамід росту в кристалах й дійшов висновку: симетрія пірамід росту, наділених полярною віссю, вичерпується десятима виведеними ним групами (описані вище). Іншими словами, залишаються лише ті елементи симетрії, які є приналежними до групи симетрії конуса.

3. Вагомим чинником (показником) дисиметризації кристалів топазу є, насамперед, упорядкування F^- і OH^- у його структурі (Р.Н. Ribbe, 1980) точкових й інших дефектів, у тому числі електронно-діркових центрів. Це упорядкування спричинює виникнення незвичних кристалооптичних ефектів і фізичних властивостей, названих аномальними.

За даними М. Акізуки та співавторів (М. Akizuki et al., 1979), дисиметризація кристалів топазу (ідеальний – планаксіальний вид симетрії mmm) яскраво проявлена у симетрії граней, що ростуть, – піраміда росту $\langle 010 \rangle$ залишається ромбічною, але з пониженою планальною симетрією (симетрія граней $mm2$); піраміди росту $\langle hk0 \rangle$ стають моноклінними (симетрія граней m), а піраміди росту $\langle hkl \rangle$ – триклінними (симетрія граней 1).

Отже, у дисиметризованих (гетерогенних) кристалах топазу можливий симбіоз всіх трьох видів симетрії ($mm2$, m , 1) або якоїсь комбінації цих видів. Таким чином, можна підсумувати, що у кристалах топазу, завдяки появі у їхній реальній (дисиметризованій) структурі полярних напрямків, можна очікувати проявів піро-п'єзоелектричних та інших векторних властивостей. Зауважимо, що кожний піроелектричний кристал є водночас і п'єзоелектричним.

Цікаво зазначити, що у «*Минералогической энциклопедии*» (1985) топазу приписана (правда, без пояснення) триклінна сингонія, а в «*Минералогии Лаппарана*» (1891) є такий висновок: оптичні властивості топазу вказують на його належність до моноклінної сингонії.

Топаз, як мінерал нижчої категорії симетрії, є двовісним (рис. 1.20), тобто характеризується кутом $2V$, який змінюється у ме-

жах $44-68^\circ$ (рис. 1.21). Залежність цього кута, як і показників заломлення n_g, n_m, n_p та густини топазу, від хімічного складу з'ясовано для ізоморфного ряду $Al_2F_2[SiO_4] - Al_2(OH)_2[SiO_4]$ (рис. 1.21), яку слід сприймати у зв'язку з симетрією $3L_23PC (mmm)$ кристалів топазу.

Уявлення про аномальні оптичні властивості кристалів започаткували вчені ще у XIX ст. (див.: Г.Г. Леммлейн, 1973). У підручнику з мінералогії А. Штурма (1835), зокрема, зазначається, що в гіпсі, арагоніті, глаубериті кут $2V$ зменшується при нагріванні, але він збільшується у топазі, хоча і неоднаково у різних зразках. Наприклад, у жовтому бразильському топазі ($2V = 48^\circ 58'$) цей кут у процесі нагрівання збільшився на 20° , у червонуватому бразильському так само збільшився на 20° , а у водянопрозорому топазі ($2V = 62^\circ 44'$) з гори Шнекенштейн і білому бразильському топазі ($2V = 63^\circ 48'$) також збільшився, але незначно – лише на 4° .

З цих дослідів випливає, що нагрівання топазу істотно збільшує кут $2V$ топазу, особливо, якщо він до нагрівання був порівняно невеликий. Так виходить, що температура сприяє збільшенню $2V$ до практично максимального значення, незалежно від його первісної величини. Напрошується такий висновок: високотемпературне відпалювання знімає кутову оптичну аномалію топазу, набуту в процесі росту, внаслідок підвищення симетрії дисиметризованого кристала, можливо, найбільше за рахунок розупорядкованого заселення фтором і гідроксидом лігандних позицій.

Уважні петрографи неодноразово спостерігали в мікроскопі оптичну неоднорідність топазу. Так, В.І. Лучицький (1938) зазначив: «Иногда наблюдается

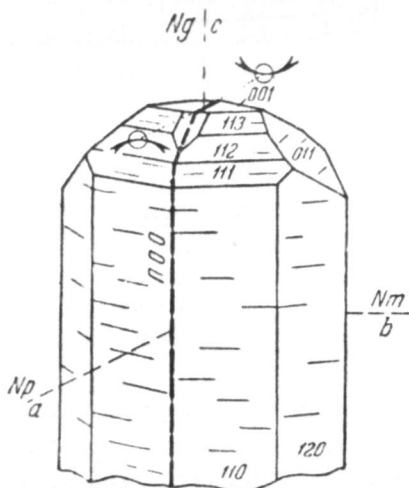


Рис. 1.20. Оптична орієнтація кристала топазу. Штрихами показано спайність. За В.Е. Трьогером (1958)

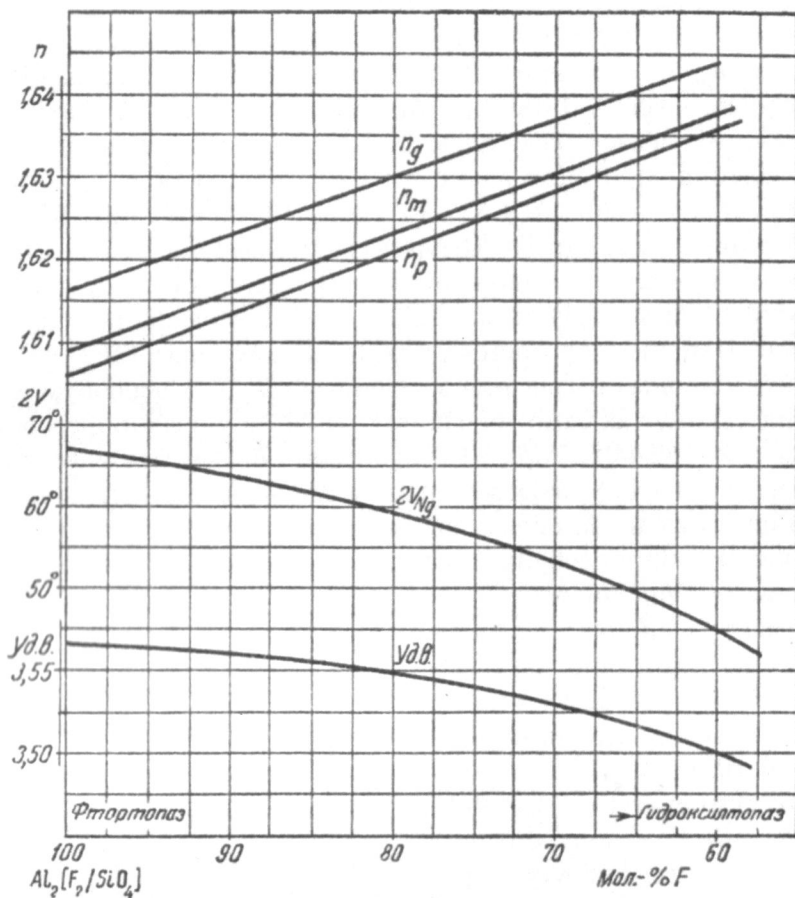


Рис. 1.21. Зміна властивостей топазу в ізоморфному ряду $Al_2F_2[SiO_4]$ – $Al_2(OH)_2[SiO_4]$. За В.Е. Трьогером (1958)

распадение зерен на отдельные участки, одновременно угасающие, с косыми угасаниями в разрезе по (001), по краям до 20° по отношению к диагоналям ромба. Эта оптическая аномалия обусловлена колебаниями в химическом составе».

Цікаве спостереження, потрібно лише його доповнити сучасним тлумаченням – хімічний чинник оптичної аномалії замінити на структурний.

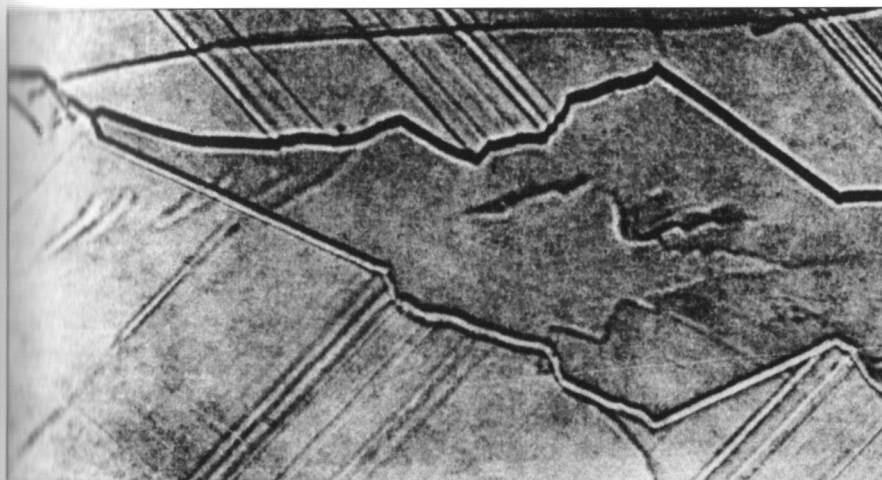


Рис. 1.22. *Спайна пластинка кристала топазу з камерних пегматитів Волині. Зб. 40. За Г.Г. Леммлейном (1973). Піраміди росту двох граней призми $\{120\}$ з зональною будовою, між якими знаходиться піраміда росту пінакоїда $\{010\}$. Забарвлення $\langle 010 \rangle$ рожеве, $\langle 120 \rangle$ голубе. Межа між пірамідами росту зафіксована відмінністю їхніх показників заломлення*

Чимало років тому назад (60–70-ті роки ХХ ст.), ми досліджували оптичні властивості волинського топазу (отримані результати потрапили в книгу: Е.К. Лазаренко и др., 1973) і водночас нерідко опостерігали в коноскопії спотворену фігуру, яка утруднювала визначення величини $2V$. Крім цього, зазначалося, що «Коливання $2V$, як і інших властивостей, в межах одного кристала або однієї пластинки, ймовірно, пов'язані з дефектністю ґратки, її структурною упорядкованістю, менше — зі зміною складу» (Е.К. Лазаренко и др., 1973). Тепер ми розуміємо, що мова йде про оптичні аномалії, які є виразом гетерогенної (різносиметрійної, зонально-секторіальної) будови кристалів (рис. 1.22), в яких симетрія і орієнтація оптичних індикатрис підпорядковані симетрії граней, що ростуть і формують різні за структурою піраміди (рис. 1.23).

У рамках цієї відносно нової концепції нестандартних оптичних властивостей кристалів (А.Г. Штукенбург, Ю.О. Пунин, 2004)

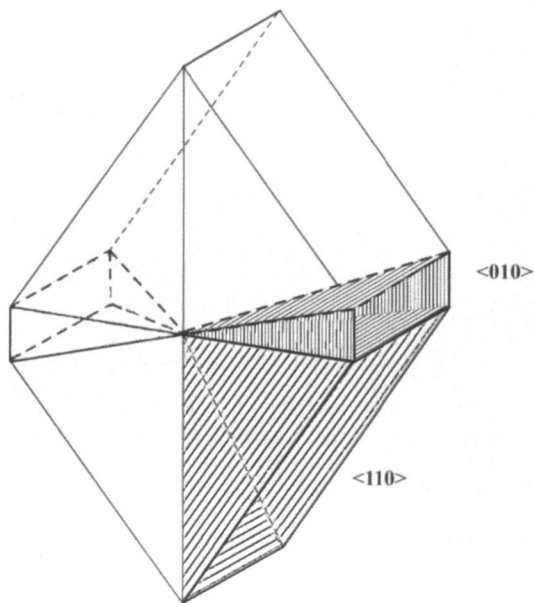


Рис. 1.23. Спайна гетерогенна пластинка топазу з пірамідами росту <110> (моноклінна сингонія, симетрія грані t) і <010> (ромбічна сингонія, симетрія грані tt_2). Теоретично можливий варіант, створений на підставі даних М. Акізукі та співавторів (1979) і результатів наших досліджень

знаходять тлумачення давно відомі «структура пісочного годинника» і різні кути $2V$, зафіксовані у розрізах по (001) і (010), кристалів топазу з р. Камінка та Бразилії (Г.Г. Леммлейн, 1973; Топаз, 1972; Топаз, 1995).

Показники заломлення топазу n_g, n_m, n_p також відповідним чином змінюють свої величини при переході від піраміди до піраміди росту, але не завжди так виразно, як у наведеному прикладі, який репрезентує достатньо контрастну ситуацію (рис. 1.22).

Заломлення світла у кристалах, зокрема топазу, залежить від декількох чинників – вмісту F (знижує рефракцію), OH (підвищує), елементів-домішок (різна дія). Ущільнення кристалічної структури сприяє підвищенню показників заломлення, її розущільнення – зменшенню. Різноюнаправлена дія цих чинників може призвести до такого результату: гетерогенна будова кристала є, але вона не фіксується (на рівні мікроскопічних спостережень) показниками заломлення.

2. ТОПАЗ У МІНЕРАЛЬНИХ КОМПЛЕКСАХ УКРАЇНИ

Нині пегматити Волині – єдине в Україні джерело ювелірного та технічного топазу.

Є.К. Лазаренко

За своєю красою волинські топази не мають собі рівних.

Б.О. Гаврусевич

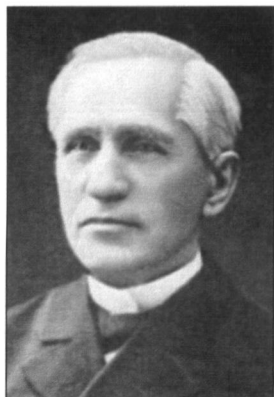
Топаз – окраса Волинської землі.

В.А. Супричов

В Україні топаз визнається багатьма дослідниками як середньопоширений мінерал. Як коштовний камінь і колекційний мінерал він відомий лише у двох промислово-генетичних типах родовищ (див. розділ 1) – пегматитовому та пов'язаному з ним розсипному (Волинське родовище у Коростенському плутоні). Поза межами родовища він встановлений у гранітах, рідкіснометалевих пегматитах, грейзенах, вулканітах, онгонітах, осадових і метаморфічних породах, титан-цирконієвих і інших розсипах.

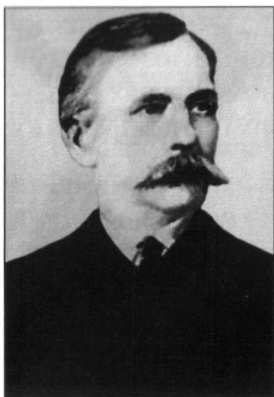
2.1. Історичний екскурс

Розгляд геології й петрографії Північно-Західного району (Волинського блоку) Українського щита (УЩ) зазвичай розпочинається зі статті фундатора Київської школи геологів К.М. Феоділактова «*О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской*» (1851), написаної ще в домікроскопічний період петрографії. Звісно, ця стаття не містить опису топазу, але вона, ймовірно, вперше сповістила про наявність пегматитів серед кристалічних порід, широко відкрила двері для подальших мінералого-петрографічних досліджень.



Костянтин Матвійович Феофілактів (1818–1901). Закінчив Владимирське повітове училище у Санкт-Петербурзі і Головний педагогічний інститут (1841). Побував з геологічною експедицією на Уралі (1842). 1843 р. виїхав на два роки за кордон, слухав лекції в Берліні та Парижі. Після повернення призначений до Університету Св. Володимира – виконувач обов'язків ад'юнкта (1845), ад'юнкт (1849), екстраординарний (1852), ординарний (1853), заслужений (1871) професор. Захистив дисертацію на ступінь магістра (1849) і доктора (1851). Обирався деканом фізико-математичного факультету (1877–1880; 1884–1885) та ректором університету (1880–1881).

Одночасно викладав у Київському інституті шляхетних дівчат. Один з фундаторів (1869) і керівник (1877–1898) Київського товариства природознавців. Один з перших у Російській імперії почав складати геологічні карти. Розробляв різні проблеми геології України. Перший вказав на можливість артезіанського водопостачання Києва. Найбільше досягнення – заснував потужну Київську геологічну школу.



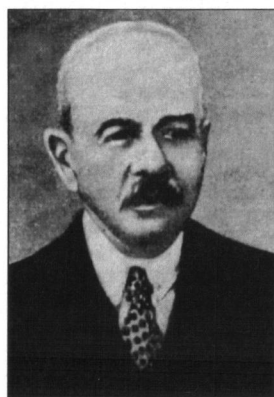
Готфрід Йосипович Оссовський (Ossowski) (1835–1897) – польський геолог-аматор і археолог, родом з Київщини. Член-засновник Товариства дослідників Волині в Житомирі. Досліджував геологію Волинського краю, відкрив гірську породу «волініт» (див. текст), склав геологічну карту «Mara geologiczna Wolynia» (1880). Успішно працював також як археолог, досліджував неоліт. Підтримував ділові стосунки з Краківською Академією наук, згодом переїхав до Кракова.

Г.Й. Оссовський – першовідкривач волинських кристалів топазу, берилу та кварцу, які у свій час справили велике враження на вчений люд, хоча автор знахідок неправильно тлумачив їхнє походження. Після переїзду до Кракова проводив геологічні та археологічні дослідження у Західному Поділлі. Замолоду працював в українському театрі.

2.1. Історичний експурс

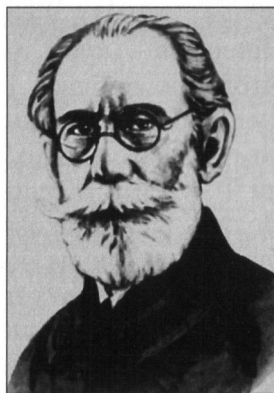
Стефан Володимирович Бельський (1866–1943) – автор знахідок топазу, які привели до відкриття корінних з топазом камерних пегматитів Волині. Це він передавав на початку ХХ ст. для дослідження зразки топазу та інших мінералів Л.Л. Иванову, який, ймовірно, мав більший авторитет, аніж геологи (мінералоги) Київського університету Св. Володимира, куди кристали для дослідження не надсилав С.В. Бельський. Він був великим патріотом мінеральних багатств Волині, хоча народився на Чернігівщині.

1894 р. С.В. Бельський закінчив СПб Гірничий інститут і далі плідно працював як геолог – фахівець в галузі корисних копалин Волині. Крім того, він як педагог працював у Житомирському педінституті, очолюючи в ньому кафедру мінералогії й геології, а з 1929 р. цілковито перейшов на практичну роботу в Українському геологорозвідувальному тресті. Сенсаційні для свого часу знахідки топазу С.В. Бельського мали вирішальне значення для відкриття топазових родовищ.



Леонід Лікаріонович Иванов (1877–1946) – народився у місті Осе Пермської губернії. Закінчив Пермську гімназію, блискуче завершив навчання у Московському університеті (1903), де став учнем і асистентом В.І. Вернадського. Решту свого життя – з 1904 по 1946 рр. прожив у Дніпропетровську (Катеринославі), де в Дніпропетровському (Катеринославському) гірничому інституті (нині Національному гірничому університеті) очолював кафедру мінералогії і вів мінералогічні дослідження.

Л.Л. Иванов багато років досліджував «фізіографію» мінералів Нової Землі, Кавказу, різних губерній України, але найбільше камерних пегматитів Волині. Взагалі праці Л.Л. Иванова з мінералогії України діляться на три групи: 1) мінералогія Волині; 2) мінералогія Дніпропетровської області; 3) праці з мінералогії південно-східної України. Він зробив першу спробу мінералогічного районування території України, виділив мінералогічні провінції. Велике значення для розвитку мінералогії в Україні мав підручник Л.Л. Иванова «Короткий курс мінералогії» (1932).



Водночас мусимо зазначити: «Указания на находки топазов в гранитоидных жилах, секущих лабрадориты, имеются в старой литературе (Феофилактов и Гампер), но более новыми исследованиями подтверждены не были» (В.С. Соболев, 1947).

Є.Ф. Шнюков у своїй книзі «*Минералы и мир*» (2008) помістив портрет Л.Л. Іванова з таким підписом: «*Профессор Л.Л. Иванов – первооткрыватель топазов Волини*». За нашими даними (Е.К. Лазаренко и др., 1973), які не потрапили в поле зору Є.Ф. Шнюкова, першовідкривачем топазу, як і кварцу та берилу Волині, був Г.Й. Оссовський (1835–1897), а Л.Л. Іванов (1877–1946) вперше в Україні описав волинський топаз, знайдений С.В. Бельським (1866–1943) на початку ХХ ст. Торкнемося цього питання докладніше.

У другій половині ХІХ ст. тривалий час працював на Волині Готфрід Оссовський (*Prace ...*, 1971), геолог-аматор, автор геологічного узагальнення Волині (1869). Він описав своєрідну породу – волініт (діабазовий порфірит, за сучасною термінологією), склав досить детальну геологічну карту Волині (1880). Г. Оссовський зібрав на відслоненнях Волині колекцію мінералів, порід і передав Краківській академії наук. За свідченням Ф. Крейтца (*Prace ...*, 1971), у колекції знаходилися цікаві зразки волинських мінералів – куби голубого флюориту, друза кристалів топазу з Ягоденок поблизу Горошок (сміт Володарськ-Волинський, нині сміт Хорошів), аквамарин з валунів, граніти з турмаліном, гранатом і графітом тощо. Згодом мінерали з цієї колекції стисло описали Ф. Крейтц (Kreutz, 1891) і С. Крейтц (Kreutz, 1931). Отже, топаз Волині, ідентифікований у колекції Г. Оссовського (*Prace ...*, 1971), був відомий польським науковцям ще у другій половині ХІХ ст.

Вагому роль у галузі дослідження геології Волині відіграв С.В. Бельський, який як геолог і педагог, працював у цьому краї й активно, починаючи з 1907 р., діяв у Товаристві природознавців Волині. Після закінчення СПб Гірничого інституту працював гірничим інженером, читав лекції з мінералогії й геології, завідував однойменною кафедрою у Житомирському педінституті, а з 1929 р. працював старшим геологом Українського геологорозвідвального тресту. С.В. Бельський створив у Волинському губернському (згодом науково-дослідному) музеї мінералогічну майстер-

ню наочних приладів для шкіл, склав ключ для визначення мінералів за допомогою паяльної трубки, в який вмістив відомості про топаз та інші мінерали Волині.

Для нас насамперед цікава «топазова сторінка» діяльності С.В. Бельського. Після Г. Оссовського він знаходить другий зразок топазу, найвірогідніше у каоліновій товщі, в околицях колишньої колонії Остронь (Краївщина), який описав Л.Л. Іванов. За його даними, спайний уламок кристала мав форму пластинки товщиною 2,5 см (інші виміри – 8,5 × 6,5 см). Одна половина зразка була безбарвною, інша – блакитною. Топаз містив багато газорідких включень. Л.Л. Іванов підкреслив – ця знахідка єдина для Європейської Росії. У генетичній схемі топазового пегматиту Л.Л. Іванов (1936) відніс топаз до часу кристалізації мінералів у геофазах *E-F-G* (за О.Є. Ферсманом).

Друга знахідка топазу С.В. Бельського – маленький уламок вагою всього 63 г – датується 1924 роком і мала особливе значення, оскільки наблизила мінерал до корінного місцезнаходження: *«... Найбільший й найкрасивіший зразок залишився у селянина, на полі якого знаходиться пегматитова жила, у жорстві якої й знайдені топази разом з димчастим гірським кристалом. Цей шматок сидить у породі разом з кристалами кварцу»* (Л.Л. Іванов, 1925).

І хоча ця і наступна знахідка С.В. Бельського (1930 – різнобарвні й різновеликі зразки вагою до 1800 г) (М.Н. Ивантишин і др., 1957) – приурочена до, за сучасною інтерпретацією, малопродуктивної частини (район с. Писарівка) майбутнього Волинського родовища, вона відіграла важливу роль для подальших пошуків і розвідки корінних продуктивних топазвмісних пегматитів, згодом названих топаз-моріоновими. У класифікації О.Є. Ферсмана (1960) вони знаходяться у топазовому підтипі.

Переломним в історії волинського топазу став 1931 рік. Цього року завдяки геолого-експлуатаційним роботам, які в 1931–1933 рр. велися під керівництвом В.П. Амбургера (1934), отримано повну картину умов знаходження топазу в занориші корінного пегматитового тіла. Зокрема, об'єм заноришів у відслонених тоді зональної будови пегматитах не перевищував 7 м³. У них встановлено кристали кварцу, топазу, альбіту та слюд. Отже, маємо ланцю-

жок імен завзятих першовідкривачів – Г.Й. Оссовський, С.В. Бельський, Л.Л. Іванов, В.П. Амбургер, – які позначають різні етапи історії топазу Волині.

У довоєнний час найбільший внесок у мінералогію камерних пегматитів Волині, в тому числі топазу, було зроблено Л.Л. Івановим (1933а, 1933б, 1936), Б.О. Гаврусевичем (1930, 1932, 1933) і Є.З. Бурьяновою (1940).

Перед війною (1939) О.Є. Ферсман побував під час геологічної екскурсії на Волині, після чого, маючи на увазі насамперед продемонстровану йому багату колекцію кварцу, берилу і топазу, дійшов такого висновку (А.Е. Ферсман, 1974, с. 13): *«Україна подарувала нам не лише чудовий декоративний й будівельний камінь. Серед них і полів її волинського роздолля були відкриті знамениті пегматитові жили з темними, майже чорними димчастими кварцями і голубими, золотистими або безбарвними топазами. Те, чим раніше міг пишатися лише Урал, нині в достатній кількості є на Волині»*. Розвідка пегматитових тіл і їхня розробка тривали до самої війни.

Під час Другої світової війни німці на окупованій ними території активно експлуатували Волинське родовище і відкрили декілька неглибоких (до 15 м) кар'єрів біля села Вишняківка, де видобували переважно технічно важливі кристали п'єзокварцу, а також – топазу й берилу для прикрас. Місцевих мешканців використовували для грубої ручної праці на вскришних роботах і переносу видобутого матеріалу. Технічні засоби німці не застосовували – люди працювали лопатами, а іноді – лише руками і за копійки. Кварц і коштовне каміння вивозили до Німеччини. Так тривало майже три роки, допоки Україну не було звільнено. Через деякий час після війни роботи відновили, але справжній розквіт родовища розпочався в другій половині ХХ ст. і тривав близько півстоліття.

Варто у нашому екскурсі хоча б стисло звернути увагу на дещо підвищений інтерес вчених до морфології кристалів топазу, вивчення якої започаткував Л.Л. Іванов (1911–1936). Він, зокрема, встановив на кристалах 17 простих форм, звернув увагу на розвинені на них фігури розчинення, які згодом досконало дослідив І.І. Шафрановський (1950, 1961). Л.П. Чернишкова (1952) стисло схарактеризувала морфологію кристалів топазу, віднесла їх до іль-

менського типу, вказала на прояв на пошкоджених кристалах явищ регенерації. Значно повнішу кристаломорфологічну характеристику опублікувала А.А. Карпенко (1954), яка дослідила 24 кристали. Залежно від розвитку простих форм на головках індивідів вона виділила 10 типів кристалів, між якими існують поступові переходи. Найбільше кристалів дослідив М.М. Івантишин (1955, 1957), але його результати помітно не збагатили морфологію волинських кристалів, можливо тому, що він чомусь проігнорував цікаві дослідження своєї попередниці А.А. Карпенко.

Крім того, термін «коростенський тип кристалів», запропонований М.М. Івантишином, пізніше (Е.К. Лазаренко и др., 1973) був визнаний фактично зайвим, оскільки кристали цього типу загалом відповідають раніше встановленому адун-члонському типу.

Найвищого гатунку морфологічне дослідження кристалів топазу з камерних пегматитів Волині здійснив О.П. Вовк, який вчасно підхопив геологічну естафету від свого батька, талановитого кристалографа П.К. Вовка, а надалі під керівництвом І.М. Наумка плідно і на високому рівні здійснив комплексне і систематичне вивчення кристаломорфології мінералу з різних мінерально-структурних зон пегматитів, з'ясував вплив структурних чинників і умов утворення на форму багатогранників топазу (О.П. Вовк, І.М. Наумко, 2005, 2013, 2014). До вивчення внутрішньої морфології (анатомії) топазу долучилися всесвітньо відомі корифеї – Г.Г. Леммлейн (1973) і Д.П. Григор'єв (1998).

У післявоєнний час і донині топаз Волині з різних боків досліджували В.Н. Андреев (забарвлення), В.П. Беліченко (забарвлення, термолюмінесценція), О.П. Вовк (морфологія), П.К. Вовк (морфологія), Д.К. Возняк (термобарогеохімія, тверді включення), Б.О. Гаврусевич (мінералогія і геохімія топазових пегматитів), Г.М. Гігашвілі (грейзени, термобарогеохімія), Д.П. Григор'єв (анатомія), С.В. Грум-Гржимайло (забарвлення), С.О. Довгий (музейна справа), Ю.О. Долгов (термобарогеохімія), М.П. Єрмаков (термобарогеохімія), Г.К. Єрьоменко (дислокації), М.М. Івантишин (загальна мінералогія), К.М. Калюжна (парагенезиси топазу), В.А. Калюжний (термобарогеохімія, тверді включення), А.А. Карпенко (морфологія), М.О. Клія (термобарогеохімія), З.І. Ко-

2. Топаз у мінеральних комплексах України

валишин (газові компоненти), Г.В. Кузнецов (люмінесценція), Ю.І. Ладжун (гемологія, економіка), Є.К. Лазаренко (загальна мінералогія), О.Є. Лазаренко (термобарогеохімія), Г.Г. Леммлейн (анатомія, забарвлення, термобарогеохімія), Ю.В. Ляхов (тверді включення), О.І. Матковський (загальна мінералогія), М.Н. Меланхолін (забарвлення), В.С. Мельников (тверді включення, прикладна мінералогія), І.В. Моторина (багатофазові включення), І.М. Наумко (термобарогеохімія, гемологія), В.І. Павлишин (загальна мінералогія), В.І. Панченко (гемологія), О.М. Платонов (природа забарвлення, термолюмінесценція), Л.А. Приказчиков (заміщення польового шпату топазом), В.С. Соколов (умови кристалізації), Ю.Г. Сорокін (унікальні кристали), М.М. Таран (природа забарвлення), А.М. Тарашан (люмінесценція), В.Г. Фекличев (фігури розчинення), Л.П. Чернишкова (морфологія, загальна мінералогія), І.І. Шафрановський (фігури розчинення), В.В. Яковлева (мінералогія, музейна справа).

Результати дослідження цієї армії науковців відображені в численних статтях, монографічних працях (М.Н. Ивантишин и др., 1957; В.А. Калюжний, 1960; В.А. Калюжний та ін., 1971; Д.К. Возняк, 1971; Е.К. Лазаренко и др., 1973; В.Н. Квасница и др., 1990; Н.П. Щербак и др., 1990; V.I. Pavlishin, S.A. Dovguy, 2007; Ю.І. Ладжун, 2012) і в підручнику (О. Матковський та ін., 2009).

Всі ці результати, які стосуються не лише кристалів, але й виділень топазу різної форми, проаналізовані й узагальнені.

На завершення цієї частини історичного екскурсу наводимо для кращого розуміння історії топазу ще такі відомості. Волинське родовище пройшло триетапну історію експлуатації: 1) видобуток кристалів з каолінової кори вивітрювання за допомогою екскаваторів; 2) кар'єрний спосіб розробки пегматитів у приповерхневих ділянках гранітів впритул до відслонення заноришів; 3) шахтний спосіб видобутку кристалів у пегматитах, попередньо знайдених і розвіданих, спочатку на глибині 50 м, згодом 100 м.

Вважається, що до глибини 100 м Волинське родовище відпрацьовано. **Сім пегматитових тіл**, серед чималого числа виявлених пошуковими роботами на горизонті 150 м, науково обґрунтовані нами (науковцями відділу регіональної та генетичної мінералогії

2.1. Історичний екскурс

Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семченка НАН України) і підтверджені попередньою розвідкою як **перспективні на промислове зруденіння**. Нині родовище перебуває на мокрій консервації.

У геологічній історії українського топазу були і «трагічні» сторінки. Мова йде насамперед про можливе в далекому геологічному минулому пегматитове родовище топазу, сформоване в Корсунь-Новомиргородському плутоні (термін В.С. Соболева, 1947). Цей плутон за віком, набором порід, типоморфними мінералами подібний до Коростенського плутону, але, внаслідок дії руйнівних сил, вся його продуктивна камерно-пегматитова товща знесена ерозією. Залишилися лише мізерні свідчення – мікроскопічні зерна топазу в гранітоїдній жилі поблизу хутора Богатський, кристали топазу розміром 1,5 см ясно-блакитного та жовтуватого кольорів у крупнозернистому пегматиті, який утворює жилоподібні виділення в габро-лабрадоритах біля м. Городище (тут топаз асоціює з літєвою слюдою і синім турмаліном) (В.С. Соболев, 1947), рідкісні уламки кристалів топазу, які й досі знаходять у кар'єрах плутону.

Дослідники пегматитів знають, що на вертикальному розрізі земної кори пегматити – носії родовищ топазу – посідають найвище місце, орієнтовно до глибини 3,0–3,5 км. Під ними розташовуються рідкіснометалеві пегматити, в яких одним із типоморфних мінералів є поліхромний турмалін, виявлений у кар'єрах Корсунь-Новомиргородського плутону. Отже, можемо передбачати, що нинішній рівень зрізу плутону відповідає орієнтовно межі двох формацій пегматитів – кришталоносної (камерних пегматитів) і рідкіснометалевої. Якщо це так, то треба шукати топаз колишніх камерних пегматитів у похованих розсипах. Це цікаве міркування, на жаль, гіпотетичне, оскільки маємо мало фактів реальної топазносності плутону. Геологи оцінюють цю ситуацію оптимістично (усне повідомлення Д.С. Гурського).

Дещо інша історія стосується топазу, розвиненого поза межами Волинського родовища – у гранітах, рідкіснометалевих пегматитах, вулканітах і пов'язаних з ними метасоматитах, онгонітах, метаморфічних і осадових породах, розсипах.

Ймовірно, вперше в Україні П. Радзішевський (P. Radziszewski, 1925) зафіксував під мікроскопом поодинокі зерна топазу у гнейсах Устя і Мареніна та в гранітах Великої Клецьки (Західна Волинь). Через 15 років В.І. Кузьменко (1940) діагностував топаз у рожевих гранітах і пегматитах Катеринівського масиву і в ксенолітах біотитових гнейсів, захованих у гранітах (Приазов'я). Певну зацікавленість викликала публікація даних В.С. Соболева (1947) про дайковий топазоносний граніт-порфір (біля с. Гамарин Коростенського плутону), пізніше досліджений О.В. Зінченком (1982), згодом виявлений ним і в інших місцях плутону й названий цинвальдитовими (літій-фтористими) гранітами. У них вміст топазу може перевищувати 1 %.

У першому фундаментальному зведенні з геології України (Геология СССР, т. V, 1958. Украинская ССР) дещо розширена географія топазу. Зокрема, зазначено, що крім уже названих топазових місцин, він встановлений у чудново-бердичівських гранітах, а також у гранітах і пегматитах Кам'яних Могил, до яких пізніше додалися у Приазов'ї Стародубівський масив і пегматити Сорокінської тектонічної зони (Ю.Ю. Юрк, 1956; Ю.Ю. Юрк та ін., 1973; Б.В. Заціха, Л.Ф. Лавриненко, 1970). Згодом ще два потужні видання доповнили інформацію про топаз Українського щита (Стратиграфія ..., 1972; И. Щербаков, 2005).

Характерною особливістю гранітів Кам'яних Могил визнана поява в них топазу (Н.А. Елисеєв і др., 1965), який чи не найбільше характерний для грейзенізованих гранітів і власне грейзенів.

Як класичний наводиться приклад (Топаз, 1972; А.А. Годовиков, 1983) заміщення топазом польових шпатів в автومتасоматично змінених гранітах Приазов'я (Е.Я. Марченко і др., 1966).

Принципово новими топазвмісними об'єктами у Приазов'ї є дайки онгонітів, виявлені В.Ф. Раздорозним (В.И. Павлишин і др., 1986) і досліджені О.Л. Литвиним зі співавторами (1988).

Поступово, хоча і доволі скромно, збагачувалась інформація про топаз гранітів, метаморфітів і залізних руд Криворіжжя, алевритопіщаних відкладів Поділля, туфів, туфітів, осадових порід і купольних структур Донбасу, осадових порід Передкарпаття, метасоматично змінених порід Закарпаття, розсіпів. Найбільш повна

характеристика топазу з цих геологічних утворень України наведена у низці монографій (Є.К. Лазаренко та ін., 1960; Е.О. Лазаренко, 1960; Є.К. Лазаренко та ін., 1962; Е.К. Лазаренко и др., 1963; М.А. Елисеєв и др., 1965; В.В. Ляхович, 1967; Є.К. Лазаренко, В.І. Сребродольський, 1969; Е.К. Лазаренко и др., 1973; Е.К. Лазаренко и др., 1975, 1975а; С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов, 1975; Н.А. Беспалько и др., 1976; Е.К. Лазаренко и др., 1977; Е.К. Лазаренко и др., 1981; С.В. Металиди, С.В. Нечаєв, 1983; К.Е. Есипчук и др., 1990; В.Н. Квасниціа и др., 1990; Н.П. Щербак и др., 1990; О. Матковський та ін., 2009; О. Матковський та ін., 2011 тощо), які є предметом нашого критичного розгляду, скерованого на створення монографічного опису топазу України.

2.2. Поширення, форми прояву, хімічний склад, властивості та генезис топазу

Насамперед зазначимо, що у цьому підрозділі мова йтиме про топаз у мінеральних комплексах поза межами Волинського родовища, якому, як найголовнішому топазовому об'єкту України, присвячено окремий новий розділ у цій книзі (с. 78–231).

Топаз в Україні, як і в земній корі в цілому, можна вважати середньопоширеним мінералом. Таке поширення мінералу до певної міри забезпечили кларк F (0,066 мас. % і 0,059 атом. %, число утворених ним мінеральних видів – > 200) і його геохімічна спорідненість з гранітною магмою. Бідна мінералогія F в археї надалі, починаючи з протерозою, збагачувалася впритул до утворення промислових родовищ топазу та флюориту, зосереджених у різногенетичних геологічних утвореннях (див. розділ 1), але неодмінно (у випадку топазу) так чи інакше пов'язаних з гранітною магмою, збагаченою леткими компонентами.

Топаз – типоморфний акцесорний мінерал багатьох різновікових гранітоїдів Українського щита (УЩ). У Приазов'ї він встановлений у рожевих гранітах Катеринівського масиву, пегматитах цих гранітів і ксенолітах біотитових гнейсів у гранітах, в аналогічних породах Кам'яномогильського і Стародубівського масивів, у пегматитах балки Крутої в межах Сорокінської тектонічної зони.

2. Топаз у мінеральних комплексах України

Максимальний вміст топазу зафіксовано у грейзенах (понад 10 кг/т) і грейзенізованих гранітах Кам'яномогильського масиву (понад 9 кг/т). Топаз також наявний у граносієнітах Жовтневого масиву, кальміуських гранодіоритах, обіточненських кварцових діоритах, шевченківських плагіогранітах. У Середньопридніпровському районі його встановлено в токівських і кам'янських гранітах (В.В. Ляхович, 1967; Б.В. Зациха, Л.Ф. Лавриненко, 1970; Стратиграфія ..., 1972; В.П. Куц, 1976; Е.К. Лазаренко с соавт., 1981; О. Чепіжко та ін., 2002; О. Чепіжко, В. Кадурін, 2004).

У Криворізькому басейні поодинокі зерна топазу трапляються у плагіогранітах саксаганського типу, в породах і рудах криворізької серії Центрального і Південного районів. У Центральному районі мінерал виявлено в залізностлюдово-магнетитовій руді, у Південному – у хлорит-польовошпат-магнетитових рудах, гема-



*Рис. 2.1. Кристали топазу з камерних пегматитів Волині.
Зменшено ~ у два рази*

тит-магнетитовій руді (у ній вміст топазу досягає 15%). У четвертинних відкладах Криворіжжя топаз зафіксовано в Північному районі (Е.К. Лазаренко с соавт., 1977). Тут також описано поодинокі зерна топазу у шліхах із лесоподібних суглинків і сучасних алювіально-делювіальних відкладів.

Найбільше поширений топаз у межах Волинського блоку УЩ, де відомі значні його концентрації, пов'язані передусім з камерними пегматитами Коростенського плутону. Тут знаходиться Волинське родовище (М.Н. Ивантишин и др., 1957; В.А. Калюжный та ін., 1971; Е.К. Лазаренко с соавт., 1973; И.М. Наумко, В.А. Калюжный, 1981; В.И. Павлишин и др., 1983; І.С. Васишин та ін., 1996; В.І. Павлишин, К.Ю. Єсипчук, 2000 тощо) (рис. 2.1, 2.2).

На Волині акцесорний топаз виявлено у коростенських пегматитовмісних гранітах, насамперед метасоматично змінених, докембрійських гнейсах (Є.К. Лазаренко зі співавт., 1960), рідкісні зерна – у біотитових лізниківських гранітах коростенського комплексу (И.Л. Личак, 1983), а максимальний вміст мінералу (до 80 г/т) зафіксовано в аляскітах с. Лізники (В.В. Ляхович, 1967).

Особливими в Приазов'ї й на Волині є жильні субвулканічні з різним ступенем розкристалізації утворення з підвищеним вмістом топазу (до 6%). У першому районі вони описані під назвою онгоніти (А.Л. Литвин и др., 1988), у другому – топаз-цинвальдитові (літій-фтористі) граніти (О.В. Зинченко, 1982; О.Р. Давидковський, О.В. Зинченко, 1990; О.В. Зінченко, І.І. Лазарева, 2000).

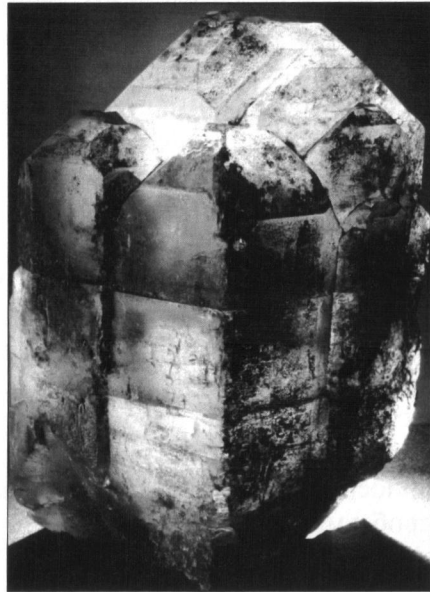


Рис. 2.2. Паралельний зросток кристалів топазу з камерних пегматитів Волині

Нині у Приазов'ї охарактеризовано дві дайки онгонітів, які перетинаються, у Коростенському плутоні виділено три ділянки: Полчанська, відкрита В.С. Соболевим (див. вище), Андріївська і Малинська. В екзоконтактах топаз-цинвальдитових гранітів, які перерізають габроїди Коростенського плутону, виявлено вузькі смуги інтенсивно топазизованих порід, на 50–60 % складених топазом.

Зрідка топаз трапляється в метасоматично змінених гранітах Сущано-Пержанської зони (В.П. Куц, 1976), у конгломератах Білокоровицької структури, теригенних породах Овруцької та Вільчанської структур, пугачовських пісковиках та хлорит-мусковітових сланцях с. Сущани (Е.М. Сливко, 1986).

Топаз – характерний теригенний мінерал сучасних відкладів Полісся. Загалом площа його розсіяння досить велика – сягає 30 тис. км². Мінерал виявлено у відкладах Шацького приозер'я – прибережних пісках озер Піщане (у немагнітній фракції деяких проб вміст топазу становить 70–75 %), Люб'язь, Нобель (12,6 % від валового шліху), Люцимир (1,71 %), Світязь (1,4 %), в алювіальних відкладах річок Стохід, Стир, Случ та їхніх приток. Він найчастіше трапляється у грубозернистих пісках із домішкою гравійного матеріалу (верхній альб та нижній сеноман) у межах Північно-Західного Полісся (В.А. Калюжный с соавт., 1983; І. Наумко зі співавт., 2002; В. Хмелівський зі співавт., 2005).

На Поділлі топаз встановлено лише в алеврито-піщаних відкладах нижнього сармату (становить до 1,9 % важкої фракції) (Є.К. Лазаренко, Б.І. Сребродольський, 1969).

У Донецькому басейні поодинокі кристали топазу виявлені в районі розвитку купольних структур в інтенсивно змінених породах надсольових брекчій, у сіроколірній теригенній товщі верхнього карбону та карбонатній товщі нижньої пермі (Є.К. Лазаренко с соавт., 1975). У всіх палеозойських осадових комплексах Донбасу – конгломератах, туфітах, алевролітах, пісковиках, гравелітах – топаз ідентифікований як кластогенний мінерал.

У Передкарпатті топаз знайдено у важких фракціях міоценових пісковиків з району Добромила (Є.К. Лазаренко зі співавт., 1962). У Закарпатті він у значній кількості наявний у метасоматично змінених породах (кварц-топазова мінеральна фация і другорядна

домішка у кварц-турмаліновій мінеральній фації) району Львівці-Подулки й околиць санаторію «Синяк» (Е.О. Лазаренко, 1961; Е.К. Лазаренко с соавт., 1963).

У гранітоїдах і грейзенах Приазов'я топаз представлений різноформними зернами (частки міліметра) і табличчастими кристалами (до 2–3 мм у довжину) (рис. 2.3). Кристали-багатогранники топазу призматичного габітусу (рис. 2.4) зафіксовано у пегматитах Катеринівського, Кам'яноогільського масивів і Сорокінської тектонічної зони. Їхній розмір по $[001]$ різний, але не перевищує 10 см. На них найкраще розвинені призми $\{110\}$, $\{120\}$, діпіраміда $\{112\}$ і пінакоїд $\{001\}$.

Хімічний склад топазу Приазов'я наведено в табл. 3, оптичні властивості – у табл. 4. Дані табл. 3, запозичені з монографії Ю.Ю. Юрка та ін. (1973), засвідчують різний ступінь заміщення фтору гідрокислом. Зокрема, топаз пегматитів менш фтористий ($F = 12,20\text{--}14,78\%$), ніж топаз ($F = 17,50\text{--}20,40\%$) гранітів, аплітів і грейзнів Катеринівського та Кам'яноогільського масивів. Оскільки пегматитові жили січуть граніти, то напрашується такий висновок: зі зниженням температури кристалізації ступінь

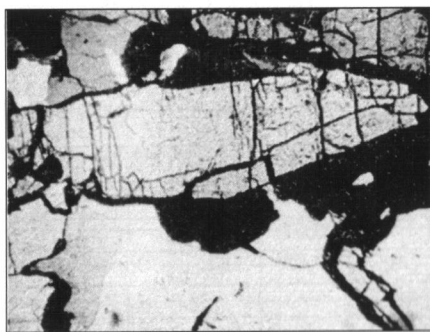


Рис. 2.3. Табличчастий кристал топазу з грейзенізованих гранітів Кам'яноогільського масиву, Приазов'я. З аналізатором, зб. 30. За О.І. Чашкою

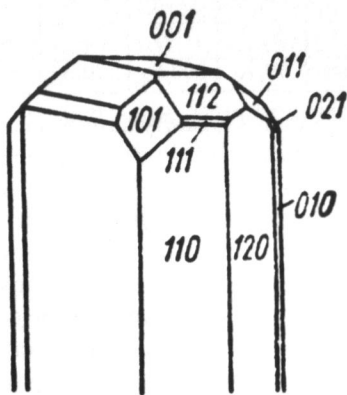


Рис. 2.4. Габітус кристалів топазу з пегматитів Західного Приазов'я. За Є.К. Лазаренком і співавторами (1981)

2. Топаз у мінеральних комплексах України

Таблиця 3. Хімічний склад (мас. %) топазу з Приазов'я

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	32,70	34,85	33,10	33,94	32,40	27,90	32,88	33,43	38,00
TiO ₂							—		
Al ₂ O ₃	54,80	51,62	53,88	51,10	53,81	54,07	54,21	57,80	51,00
Fe ₂ O ₃	0,02	0,67	1,17	—	0,34	0,08	—		0,07
FeO	0,07	0,12	—	—	0,07	0,37	—	—	—
MgO	0,05	0,26	0,29	—	1,16	—	0,05	0,09	0,30
CaO	—	—	2,05	—	—	4,90	—	—	—
K ₂ O	—	0,34	0,13	—	—	0,02	0,19	0,02	—
Na ₂ O	—	0,28	0,51	—	—	0,16	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	0,49	—	0,54	—	1,18	1,56	5,40	0,27	0,92
H ₂ O ⁻	—	1,80	0,38	1,16	—	—	0,08	—	0,11
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,12	0,09	0,28	—	—
F ⁻	20,40	17,50	13,49	12,84	19,20	20,03	12,20	14,78	17,00
O = F ₂	8,57	7,35	5,20	5,30	8,06	8,41	5,25	6,05	7,16
Сума	99,96	100,09	100,40	93,74	100,22	100,77	100,11	100,34	107,10

Примітка: 1 – з граніту Катеринівського масиву (за Є.Я. Марченком); 2 – з апліту Катеринівського масиву (за М.О. Єлісєєвим та ін., 1965); 3 – з пегматиту Катеринівського масиву (за Ю.Ю. Юрком); 4 – з пегматиту Катеринівського масиву (В.И. Кузьменко, 1940); 5 – з граніту Кам'яногогільського масиву (за Є.Я. Марченком); 6 – з грейзену Кам'яногогільського масиву (за Є.Я. Марченком); 7 – топаз, заміщений волокнистим мусковітом, з пегматиту Кам'яногогільського масиву; 8 – з пегматиту р. Калець (за Є.Я. Марченком); 9 – з пегматиту Сорокінської тектонічної зони, балка Крута (Б.В. Зациха, Л.Ф. Лавриненко, 1970).

Кристалохімічні формули (розраховані за даними табл. 2; Е.К. Лазаренко та др., 1981):

1. $(Al_{1,99}Si_{0,01})_2O_2F_{2,01}[Si_{1,00}O_4]$;
2. $(Al_{1,87}Si_{0,07}Fe_{0,01}Na_{0,01})_{1,96}[F_{1,70}(OH)_{0,30}]_2[Si_{1,00}O_4]$;
3. $(Al_{1,91}Fe_{0,08}Na_{0,03}Mg_{0,02})_{2,04}[F_{1,28}(OH)_{0,72}]_2[Si_{1,00}O_4]$;
4. $(Al_{1,90}Si_{0,07})_{1,97}[F_{1,28}(OH)_{0,72}]_2[Si_{1,00}O_4]$;
5. $(Al_{1,96}Mg_{0,05}Fe_{0,01})_{2,02}[F_{1,86}(OH)_{0,14}]_2[Si_{1,00}O_4]$;
6. $(Al_{1,92}Ca_{0,17}Fe_{0,01}K_{0,01})_{2,11}F_{2,02}[(Si_{0,89}Al_{0,11})_{1,00}O_4]$;
7. $(Al_{1,97}Si_{0,02}K_{0,01})_{2,00}[F_{1,20}(OH)_{0,80}]_2[Si_{1,00}O_4]$;
8. $Al_{2,00}[F_{1,38}(OH)_{0,62}]_2[(Si_{0,99}Al_{0,01})_{1,00}O_4]$;
9. $(Al_{1,81}Si_{0,14}Mg_{0,03})_{1,98}[F_{1,60}(OH)_{0,40}]_2[Si_{1,00}O_4]$.

2.2 Поширення, форми прояву, хімічний склад, властивості та генезис топазу

Таблиця 4. Оптичні властивості топазу Приазов'я (за Є.Я. Марченком)

Константа	З Кам'яномогильських			З гранітів с. Катеринівка	З гранітів с. Стародубівка	З пегматитів р. Калець
	гранітів	аплітів	грейзенів			
n_g	1,625	1,62	1,626	1,626	1,616	1,629
n_p	1,618		1,619	1,620	1,610	1,622
n_m	1,615	1,613	1,616	1,617	1,606	1,619
$n_g - n_p$	0,010	0,007	0,010	0,009	0,010	0,010
$2V$, град.	62	58	60	61	56	60

заміщення фтору гідрокислом у топазі зростала. Однак топаз ($F = 17,00\%$) з пегматитів Крутої балки (Сорокінська тектонічна зона) не вписується в цю залежність, оскільки він відображає цілком іншу геологічну ситуацію. Кристалічна структура і анатомія кристалів топазу з Приазов'я не досліджувалася. Маємо лише один ІЧ-спектр зі складною формою смуг поглинання у різних діапазонах (рис. 2.5) (Є.К. Лазаренко и др., 1981). Однорідна оптична картина зерен топазу під мікроскопом, ймовірно, засвідчує їхню належність до ромбічної симетрії $3L_23PC$. Чи однорідною є внутрішня будова (анатомія) кристалів-багатогранників з пегматитів Приазов'я – питання відкрите.

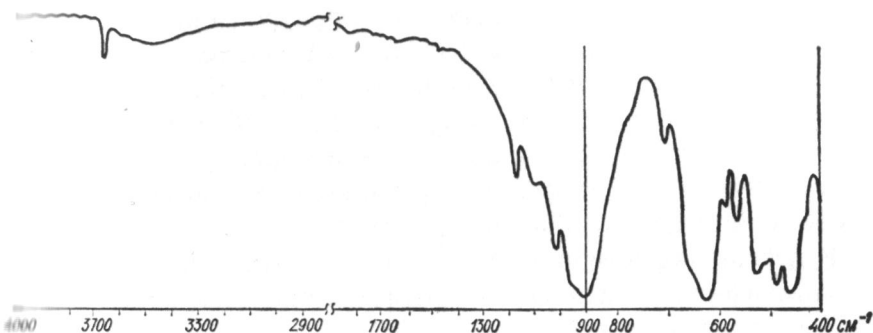


Рис. 2.5. ІЧ-спектр поглинання топазу з пегматитів Приазов'я. За Є.К. Лазаренком і співавторами (1981)

Густина топазу з пегматитів Кам'яних Моги́л – 3,493 г/см³. Забарвлення його кристалів слабке – ясно-блакитне або жовтувате (Е.К. Лазаренко и др., 1981; Б.В. Зациха, Л.Ф. Лавриненко, 1970), переважають безбарвні різновиди. Під мікроскопом топаз також безбарвний, але товсті пластинки показують плеохроїзм: блакитний – від темно-блакитного (по Np) до жовтого (по Nm); винножовтий – від бурого (по Np) до жовтого (по Nm).

У мінеральних комплексах Приазов'я топаз асоціює з альбітом, літєвими слюдами, мусковітом, кварцом, флюоритом, колумбітом, берилом, ганітом. Всередині кристалів топазу з пегматитів Кам'яних Моги́л діагностовані сингенетичні включення протолітійніту, а в присипках – включення альбіту, кварцу, колумбіту. За набором і розташуванням твердих включень у кристалах він нагадує топаз із камерних пегматитів Волині (Е.К. Лазаренко и др., 1981).

Топаз у рідкіснометалевих гранітах (Катеринівський, Кам'яномоги́льський, Стародубівський масиви), як і в інших гранітах УЩ – класичний приклад утворення топазу метасоматичним способом у процесі автометасоматичного перетворення порід (рис. 2.6) під дією флюїдів, збагачених фтором (Топаз, 1972; Е.К. Лазаренко и др., 1981; О. Чепіжко та ін., 2002). Найохочіше він розвивається по польових шпатах. Назагал має місце така закономірність – вміст топазу тим вищий, чим більший ступінь переробки гранітів, крайнім проявом якої є грейзени з флюоритом (у деяких ділянках він домінує над топазом) або без нього.

Генезис кристалів топазу пегматитів, приурочених до рідкіснометалевих інтрузій Приазов'я, досліджений мало. Є лише підстава передбачати, що він подібний до генезису кристалів топазу камерних пегматитів Волині (Е.К. Лазаренко и др., 1973). У пегматитах балки Крутої топаз генетично пов'язаний з процесом альбітизації, який сприяв також утворенню берилу, колумбіт-танталіту, тапіоліту (Б.В. Зациха, Л.Ф. Лавриненко, 1970).

У пегматитах Кам'яних Моги́л зафіксовані кристали топазу, псевдоморфно заміщені волокнистим або тонколукуватим мусковітом (відповідно $n_g = 1,590$, $n_p = 1,565$; $n_g = 1,592$, $n_p = 1,564$). Це заміщення спричинено гідротермальними розчинами, збагаченими калієм, і відбувалось за температури не вище 290 °С (Є.Я. Мар-

2.2. Поширення, форми прояву, хімічний склад, властивості та генезис топазу

Мінерали	Стадії						
	Передус утворенню породи	Рання ультраметаморфізму	Пізня ультраметаморфізму	Петмагітова	Пневмагітова	Автоматична	Накладена
Магнетит							
Ільменіт							
Циркон							
Апатит							
Монацит							
Ортіт							
Титаніт							
Пірит							
Галеніт							
Молібденіт							
Сфалерит							
Топаз							
Анатаз							
Грнат							
Флюорит							
Ковелін							
Кордієрит							
Турмалін							
Кіновар							
Халькопірит							
Арсенопірит							

Рис. 2.6. Філогенія акцесорних мінералів з гранітоїдів південної частини Українського щита. За О. Чепіжко і співавторами (2002)

ченко, Р.М. Полуновський, 1970). В інших випадках топаз пегматитів Приазов'я заміщується каолінітом (Ю.Ю. Юрк, 1956).

В онгонітах Приазов'я топаз представлений ізометричними та призматичними зернами. Інколи їхні розміри сумірні з розмірами дрібних вкраплеників альбіту та кварцу (перші міліметри). Спостерігаються також дрібні голчасті кристали топазу в альбіті і кристалики топазу, зазвичай з флюоритом, у включеннях мінералоутворювального середовища, які (останні два мінерали) є продуктами розкристалізації сольового фторидного розплаву, що міг би бути мінералоутворювальним середовищем (А.Л. Литвин и др., 1988). Слюди, що асоціюють з топазом в онгонітах, представлені цинвальдитом і Fe-лепідолітом. Оптичні константи візуально видимих зерен топазу ($n_g = 1,617$, $n_p = 1,610$) дозволяють віднести його до фтористого різновиду (А.Л. Литвин и др., 1988).

Схожі на приазовські, але мікроскопічно не ідентичні, пізні жильні утворення Коростенського плутону (топаз-цинвальдитові або літій-фтористі граніти, за визначенням О.В. Зінченка) містять неоднакову кількість топазу в різних ділянках, але не більше, ніж 6%. Він утворює невеликі (0,2–0,3; 0,3–0,5 мм) зерна неправильної форми, наявні в інтерстиціях між більшими виділеннями кварцу і калійового польового шпату.

Як і в Приазов'ї, топаз асоціює тут з цинвальдитом і флюоритом, який до певної міри виступає антиподом топазу. Тому в Андріївській ділянці, в залежності від кількості в породі топазу чи флюориту, виділено два типи порід: топазовий і флюоритовий (О.Р. Давидковський, О.В. Зинченко, 1990). Оптичні властивості ($n_g = 1,621-1,625$, $n_p = 1,611-1,616$) відповідають фтористому різновиду топазу з вмістом гідроксил-топазу ~ 6–12% (О.В. Зинченко, 1982; О.Р. Давидковський, О.В. Зинченко, 1990; О.В. Зинченко, І.І. Лазарева, 2000).

Питання про генезис топазу у зазначених вище жильних утвореннях УЩ спеціально не розглядалося. Маємо лише деякі опосередковані дані, які свідчать про таке. Різна температура гомогенізації розплавних включень у кварці з жил Андріївської ділянки (610–600 °С) і онгонітів Приазов'я (сягає 1140 °С, дані Д.К. Возняка) дає підставу вважати приазовські онгоніти, у порівнянні з

топаз-цинвальдитовими гранітами Коростенського плутону, більш високотемпературними утвореннями. Це неодмінно позначалося на інтервалі температури кристалізації топазу – ймовірно зміщеному в онгонітах у бік вищої температури. Водночас передбачаємо, що топаз, відповідно до експериментальних даних (див. розділ 1), ріс не в високотемпературному розплаві, а в газовому (тут, за результатами експериментальних досліджень, велику роль відігравав газ SiF_4) і, можливо, рідкому середовищі. Таке міркування до певної міри підтверджується спостереженнями ступеня ідіоморфізму мінералів, з якого випливає, що топаз, наприклад, у Li-F гранітах, досить пізній мінерал (О.Р. Давидковський, О.В. Зинченко, 1990), утворенню якого сприяв тиск SiF_4 , що зростав по мірі зниження температури.

У Криворізькому басейні топаз здебільшого присутній як акцесорний мінерал у залізних рудах різного мінерального складу і має вигляд невеликих окремих зерен розміром від 0,1 до 0,5 мм, інколи призматичних кристаликів. Тут він асоціює з дрібнозернистим кварцом, гематитом, магнетитом, хлоритом, іншими мінералами. Подеколи затиснутий між зернами магнетиту або приурочений до зальбандів магнетитових жил. По периферії й у тріщинах зерна топазу зрідка змінені – заміщені агрегатом каолініту та серициту (Е.К. Лазаренко и др., 1977). Ймовірно, зерна топазу в криворізьких рудах мають кластогенну природу, хоча не виключається і гідротермально-метасоматичне походження у метасоматично змінених залізних рудах, в яких топаз асоціює зі скаполітом і кальцитом (Південний район). Топаз установлений також у четвертинних відкладах Північного району Кривбасу у вигляді поодиноких необкатаних уламків кристалів призмоподібної або неправильної форми. Вони безбарвні або зі слабким різним забарвленням – світло-рожевим, світло-жовтим, жовтувато-рожевуватим, білим. Їхні показники заломлення змінюються у таких межах: $n_g = 1,637-1,646$, $n_m = 1,637-1,642$, $n_p = 1,631-1,638$. Схожі поодинокі зерна топазу єпостерігаються також у лесоподібних суглинках і алювіально-делювіальних відкладах північної околиці Кривого Рогу. Топаз у четвертинних відкладах Криворізького басейну генетично пов'язаний з породами, на яких вони залягають (Е.К. Лазаренко и др., 1977).

Інформація про акцесорний топаз із гранітоїдів Середньопридніпровського блоку має здебільшого генетичний сенс (рис. 2.6) – визначені парагенезиси синпетрогенного топазу і його автотоматичні й накладені асоціації.

У метасоматично змінених гранітах Сущано-Пержанської зони топаз – рідкісний мінерал. Він трапляється у вигляді безбарвних або світло-голубих слабо оформлених призматичних кристалів з добре вираженою спайністю. Мінерал має тут метасоматичне походження. Виникає питання – чому в цьому об'єкті з великою концентрацією фтору відсутнє родовище топазу, натомість маємо родовище флюориту? Ймовірно тому, що, з огляду на фізико-хімічні закономірності виникнення нейтральних сполук, видається очевидним, що утворення топазу можливо лише за відсутності в розчинах сильних основ, які, випереджаючи алюміній, вступають у взаємодію з сильним аніоном – фтором. Таким конкурентом алюмінію у Сущано-Пержанській зоні був кальцій, який вивільнювався зі структури плагіоклазів у момент дії на них фторвмісних розчинів, унаслідок чого утворювався не топаз, а флюорит. У сусідній з цією зоною Білокоровицькій структурі топаз конгломератів характеризується досить широким діапазоном зміни співвідношення F : OH (74,0–87,0 : 26,0–12,5 %), а у теригенних породах Вільчанської структури цей діапазон становить (87,0–88,0 : 13,0–12,0 %) (О.І. Матковський та ін., 2009).

У Донбасі топаз також рідкісний мінерал. Він тісно пов'язаний насамперед із районом розвитку купольних структур на північно-західній околиці Бантишевської, Новодмитрієвської, Новомечибилівської і Адамівської структур (Е.К. Лазаренко и др., 1975). Поодинокі кристали, інколи зерна знаходяться в інтенсивно змінених породах надсолевих брекчій, сіроколірній теригенній товщі верхнього карбону, карбонатній товщі нижньої пермі. Розмір кристалів вздовж [001] коливається у межах 0,4–1,3 мм. На них нерідко добре розвинені грані у вертикальному поясі й на головці. Габітус кристалів змінюється від коротко- до довгопризматичного і загалом відповідає ільменському морфологічному типу. Інколи на гранях призми слабо розвинені фігури розчинення. Кристали здебільшого безбарвні, зрідка фіксуються ясно-

ковті. Серед твердих включень у кристалах встановлені голочки рутилу. Оптичні константи топазу: $n_g = 1,630-1,634$, $n_p = 1,621-1,623$, двозаломлення $0,009-0,011$.

Топаз асоціює з апатитом, турмаліном, рутилом, брукитом, анатазом, мусковітом, кальцитом, кварцом, сфеном, піритом. Крім того, на Адамівському рудопрояві топаз зустрінутий у парагенезисі з флюоритом, паразитом та іншими мінералами. Генетично топаз тут належить до гідротермально-метасоматичної високотемпературної мінеральної асоціації скарноїдного типу, сформованої в заальську фазу герцинського орогенезу (Є.К. Лазаренко и др., 1975).

На Поділлі рідко трапляються безбарвні зерна топазу розміром до 0,2 мм у нижньосарматських алеврито-піщаних відкладах. Вони добре обкатані, мають округлу або неправильну форму, інколи з ямчатою поверхнею. Показники заломлення: $n_g = 1,620-1,621$, $n_p = 1,672$ (Є.К. Лазаренко, Б.І. Сребродольський 1969).

У Передкарпатті топаз зафіксований у всіх важких фракціях з району Добромилля. Він представлений прозорими, безбарвними зернами, які часто мають вигляд сплюснутих кульок, тобто мінерал добре обкатаний. Наявні зерна і з шорсткою матовою поверхнею. Розмір зерен коливається у межах 0,1–0,5 мм (Є.К. Лазаренко та ін., 1962).

У Закарпатті основні знахідки топазу пов'язані з комплексом вторинних кварцитів (кварц-топазова мінеральна фація) (Є.К. Лазаренко и др., 1968). Він також є другорядною домішкою у кварц-турмалінових породах району Ільківці-Подулки, рідше – околиць санаторію «Синяк» та району Перечина (Є.О. Лазаренко, 1960; Є.К. Лазаренко и др., 1963; О.І. Матковський та ін., 2011).

За даними цих учених, в урочищі Подулки виявлено окварцовані метасоматичні породи (кварц-топазова фація), де топаз є одним із головних мінералів. Загалом прояви метасоматичних порід з топазом та уламки таких порід в урочищі достатньо поширені. А на його південній і східній околицях (найбільшому полі кварц-турмалінових порід) виявлено площовий розвиток метасоматичних порід з топазом. Південне поле кварц-топазових порід охоплює площу близько 0,2 км², східне – значно меншу. У гір-

ничих виробках і бурових свердловинах помітна вертикальна й горизонтальна метасоматична зональність поблизу поодиноких тріщин. У ясно-сірих окварцованих породах поряд із кварцом і каолінітом наявний топаз, вміст якого зменшується зі збільшенням кількості в породі гідроліти. Нижче за розрізом, на глибині 120–130 м, виявлено сіро-зелені породи, які ніби зберегли «свіжий» вигляд, однак під мікроскопом видно повне заміщення первинних мінералів вторинними; у таких утвореннях є дрібні призматичні кристали топазу, приурочені, зазвичай, до кварцових гнізд. У фронтальній зоні метасоматичного заміщення наявні кременисто-топазові утворення.

У метасоматичних породах виявлено кристали, які вільно росли, сферолітоподібні зростки кристалів, щільні мікрозернисті та метаколоїдні агрегати, сформовані складніше. Простежується також заміщення основної маси порід, рідше (у дацитах) трапляються псевдоморфози метаколоїдного топазу по порфірових вкрапленнях плагіоклазу. Наявні короткопризматичні й голчасті кристали, подекуди зібрані у шароподібні зростки. Трапляються типові сфероліти, які по периферії обросли голчастими кристалами. Окремі призми топазу досягають 2–3 мм за видовженням, розмір шароподібних голчастих зростків звичайно не перевищує 1 мм. У центральних частинах сферолітів часті включення рудних або інших мінералів. Навколо таких центрів кристалізації простежується облямівка тонкозернистого топазу (майже не реагує на поляризоване світло), яка, у свою чергу, облямована кільцем тонкоголчастого радіально орієнтованого топазу або кільцем, що агрегатно загасає, з нерухомим хрестом. По периферії сферолітових зростків різко збільшується число окремих малих призмочок топазу, які помітно потовщені, іноді на кінцях розщеплені. На стінках тріщин виявлено кірочки топазу з ниркоподібною поверхнею. Мікроскопічні дослідження засвідчили, що ці утворення складені з половинок сферолітів. Вони росли на стінці тріщини в бік порожнини.

У породах кварц-топазової фації в урочищі Подулки топаз представлений тонкопризматичними і сферолітоподібними агрегатами. Трапляються також порівняно великі (0,1–0,3 мм у попе-

речнику) поодинокі призматичні кристали, інколи сферокристали, розсіяні в породі, або такі, що виростили в порожнинах. Іноді фіксується переважне заміщення топазом порфірових вкраплень ілагіоклазу. Сфероліти топазу інколи наявні в зоні розвитку гідрослюди, а також серед гнізд каолініту або серициту. У порожнинах кварц-топазових порід трапляються призмочки та друзи кристаликів топазу. Максимальна довжина таких призмочок – 1–2 мм, ширина – 0,2–0,3 мм. Дані про хімічний склад і рентгенометричні характеристики топазу відсутні.

У метасоматитах Закарпаття дрібні призматичні індивіди топазу водяно-прозорі, більші кристали розміром понад 1 мм молочно-білі й переповнені дрібненькими включеннями. Показники заломлення мінералу такі: $n_{g'} = 1,624$, $n_{p'} = 1,614$, подеколи $n_{g'} = 1,618$, $n_{p'} = 1,608$, спричинене зменшенням вмісту гідроксилу у складі мінералу.

У метасоматичних породах Закарпаття топаз асоціює з кварцом, каолінітом, гідрослюдою, флюоритом, турмаліном, рідше дюмортьєритом, тридимітом; серед рудних мінералів діагностовано марказит, пірит, піротин, арсенопірит, рідше – верліт, а також гідроксиди заліза.

Ймовірно, сферолітова форма топазу зумовлена збірною перекристалізацією дрібнозернистих агрегатів, в інших випадках – розкристалізацією гелів. Кварц-топазова мінеральна фація формувалась услід за кварц-турмаліною. Про це свідчить наявність кварцових жил з топазом, які перетинають турмалінізовані породи, і обростання сферолітів турмаліну топазом у ділянках накладання однієї фації на іншу. Можливо, протягом якогось періоду метасоматичного процесу в локальних ділянках відбувалося істотне збагачення газогідротерм фтором, що підтверджено результатами об'ємних аналізів порід кварц-топазової мінеральної фації (Е.О. Лазаренко, 1960).

Топаз – різнопоширений мінерал розсіпів України. На Поліссі загальна площа його розсіяння досить велика (див. вище). У карбонатно-теригенних товщах крейдового віку Північно-Західного Полісся наявні зерна топазу розміром 0,3–0,8 мм, у прибережних ільсках Шацького приозер'я – 0,005–1,0 мм (найчастіше 0,25–

0,50 мм) ізометричної, видовженої форми, добре обкатані. Спектральним аналізом у топазі з прибережних пісків Піщаного озера виявлено такі елементи-домішки (мас. %): Mg – 0,3; Fe – 0,1; Ti – 0,003; Cu – 0,002; Mn – 0,005; Ca – 0,01; Ba – 0,07. Забарвлені зерна топазу з Шацького приозер'я (ясно-рожеві, жовтуваті) відносно рідкісні, переважають безбарвні різновиди.

Включення в мінералах – важливе джерело інформації про розмивання, перенесення і відкладення мінералів корінних товщ. З огляду на це зерна топазу із пісків озер та з алювіальних відкладів істотно не відрізняються за термобарогеохімічними параметрами (В.А. Калужный с соавт., 1983). Порівняльний аналіз включень мінералоутворювального середовища засвідчив, що можливим його джерелом були не камерні пегматити, а пегматити інших типів або грейзени. За типоморфними ознаками флюїдних вклю-

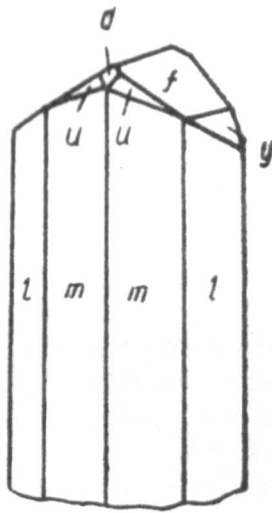


Рис. 2.7. Габітус найбільш поширених кристалів топазу з розсіпів Придніпров'я. За З.В. Бартошинським (1975). З книги С.М. Цимбала і Ю.О. Полканова (1975)

чень, топаз верхньоальбських верств Північно-Західного Полісся зівставний із топазом сучасних озер та алювіальних відкладів, а нижньосеноманських – з топазом камерних пегматитів Коростенського плутону (І. Наумко зі співавт., 2002).

Топаз – поширений мінерал титан-цирконових розсіпів (С.Н. Цимбал, Ю.А. Полканов, 1975), де він трапляється зазвичай у вигляді поодиноких зерен. При збагаченні розсіпів концентрується у важкій неелектромагнітній фракції. Крупність зерен – 0,1–0,25 мм. Форма їхня змінюється від кулеподібної до неправильно-кутастої. Наявні також і добре огранені короткостовпчасті та призматичні кристали

2.2. Поширення, форми прояву, хімічний склад, властивості та генезис топазу

(рис. 2.7), витягнуті вздовж $[001]$. На деяких кристалах зафіксовані сліди механічного зносу, які свідчать про тривале транспортування і неодноразове перевідкладення мінералу. Це особливо характерно для сарматських розсипів.

У розсипах Середнього Придніпров'я переважають кристали з видовженням 1–2 (56 %) і 2–3 (36 %). Кількість кристалів із великим видовженням порівняно невелика – 8 %.

Кристаломорфологічними і гоніометричними дослідженнями кристалів топазу з розсипів, проведеними З.В. Бартошинським, встановлено таке (С.Н. Цимбал, Ю.А. Полканов, 1975):

1. У вертикальному поясі на кристалах розвинені здебільшого грані ромбічних призм l $\{120\}$ і m $\{110\}$, наділені орієнтовно однаковими розмірами.

2. Один з виходів $[001]$ на кристалах зазвичай являє собою спайну поверхню по (001) , інший, протилежний йому кінець, оформлений гранями ромбічних призм f $\{011\}$, y $\{021\}$ і d $\{101\}$, до яких інколи приєднуються дуже дрібні грані ромбічних діпірамід x $\{123\}$ і u $\{112\}$.

3. Найкраще розвинені на головці грані f $\{011\}$ і y $\{021\}$.

4. За загальною морфологією кристали топазу близькі до ільменського типу, хоча і без пінакоїда $\{001\}$.

Таблиця 5. Результати гоніометричних досліджень кристалів топазу з титан-цирконієвих розсипів Середнього Придніпров'я

Середні значення		Символ	Вираховані		Примітка
φ	ρ		φ	ρ	
43°38'	90°00'	e (120)	43°25'	90°00'	Великі габітусні грані
62°18'	90°00'	m (110)	62°08'	90°00'	Те саме
0°03'	43°38'	f (011)	0°00'	43°39'	Невеликі за площею габітусні грані
0°04'	62°10'	y (021)	0°00'	62°20'	Те саме
43°54'	60°59'	d (101)	90°00'	61°00'	Дуже незначні за площею рідкісні грані
41°44'	40°49'	x (123)	43°25'	41°12'	Те саме
62°00'	45°17'	u (112)	62°08'	45°35'	Те ж

Примітка. Дослідження проведено на двоколовому гоніометрі ГД-1.

и др., 1989). Це переважно породи ультрабазит-базит-тоналітової асоціації, які зазнали метаморфізму в умовах гранулітової, згодом амфіболітової фації. Ці та інші породи ранньої кори України (Н.П. Щербак и др., 1991) топазу не містять, ймовірно, через брак фтору в мінералоутворювальному середовищі.

2. Не містять топазу і древні докембрійські гранітоїди УЩ, оскільки вони утворилися у «сухих» умовах середовища мінералоутворення (В.И. Павлишин и др., 1998).

3. Реальна, хоча і скромна, історія топазу, за сучасними даними, започаткована у пізньому протерозої – зародилися і виростили поодинокі зерна топазу у бердичівських гранітах, вік яких уточнив Л.М. Степанюк – 2060–1980 млн років (И.Б. Щербаков, 2005). Індивіди топазу в цих гранітах виникли метасоматичним способом, а саме шляхом взаємодії F-флюїдів з мінералами гранітів.

4. Наступна візуально спостережена сторінка історії топазу просторово і генетично пов'язана з рідкіснометалевими грейзенизованими гранітами (~1810 млн років), їхніми пегматитами, а також пегматитами Сорокінської тектонічної зони Приазов'я. У гранітах і грейзенах топаз виріс метасоматичним способом, у пегматитах утворилися кристали-багатогранники в умовах вільного росту. Тут топазу чимало, але він має лише мінералогічне значення, насамперед як типоморфний мінерал.

5. Максимально потужна кристалізація топазу відбулася в пізньомезопротерозойський час (~1750 млн рр.) у камерних пегматитах двох плутонів – Коростенського і Корсунь-Новомиргородського. Саме тоді у цих пегматитах сформувалися промислові концентрації кристалів топазу, які пізніше ніколи не повторилися в геологічній історії України. Можлива сумна доля родовища топазів у Корсунь-Новомиргородському плутоні описана вище.

6. У мінеральних комплексах палеозою й кайнозою топаз sporadично виникав як супутній другорядний мінерал, інколи брав участь в утворенні топаз-кварцевої фації, у гідротермально-метасоматичних процесах, розвинених у Донбасі і в Закарпатті.

7. Особлива сторінка історії топазу – гіпергенез і руйнування первісних топазвмісних джерел, участь у формуванні осадових, метаморфічних порід, розсипів.

3. ТОПАЗ ВОЛИНСЬКОГО РОДОВИЩА

Розділ присвячено найголовнішому топазовому об'єкту України – Волинському родовищу, яке таємно у радянські часи офіційно називалося Волинським родовищем моріону, зосередженим у камерних пегматитах Коростенського плутону.

Камерні пегматити (термін М.П. Єрмакова) в Україні часто іменуються ще заноришевими пегматитами (термін О.Є. Ферсмана). З погляду основної мінералізації пегматити Волині діляться на моріонові (кварцові), топаз-моріонові, топаз-берил-моріонові, топазові і берил-моріонові. У широкому контексті вчення про пегматити вони мають ще такі назви: міаролові, кришталоносні, пегматити малих глибин. Останній термін використовується у визнаній нині класифікації формацій гранітних пегматитів, у якій перша формація – це гіпабісальні пегматити, сформовані на глибинах близько 1,5–3,5 км (А.И. Гинзбург и др., 1979) і які тому є джерелом видобутку п'єзокварцу, оптичного флюориту, коштовного каміння і колекційних зразків.

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

Географічно камерні пегматити Волині знаходяться на території Володарськ-Волинського району Житомирської області (рис. 3.1), геологічно – генетично та просторово – пов'язані з Коростенським плутоном. Їхня найголовніша особливість – наявність у них камери (порожнини), в якій зосереджена основна маса корисних копалин, у тому числі топазу. Зі збільшенням глибини формування пегматитів зменшується вірогідність утворення камер, оскільки ΔV (різниця об'ємів природної речовини у рідкому та кристалічному стані) дорівнює нулю або близькому до нього значенню на глибині 3,0–3,5 км.

Коростенський плутон – складна геологічна структура, розташована у північно-західній частині УЩ – Волинському мегаблоці.

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

Інфузивний плутон площею близько 72 000 км² має дещо витягнуту у північно-західному напрямку форму (до 150 км) при ширині ~ 110 км. Він сформований породами, магма яких вкорінювалася впродовж кількох фаз. У першу фазу відбулося проникнення магми основних порід (габро-норитів, лабрадоритів) у метаморфічну товщу палеопротерозою. Друга фаза масштабно проявлена диференційованою дією гранітної магми. У її ранню підфазу утворилися порфіроподібні граніти типу рапаківі, рапаківіподібні граніти та їхні похідні.

Вік гранітів Коростенського плутону ~1750 млн років. У подальші фази утворилися численні дайкові породи: діабазы, граніт-порфіри, габро-діабазы, діабазові порфірити тощо (В.С. Соболев, 1947; А.А. Полканов, 1948; И.Л. Личак, 1983; В.П. Бухарев, 1992; І.С. Васишин та ін., 1996; И.Б. Щербаков, 2005).

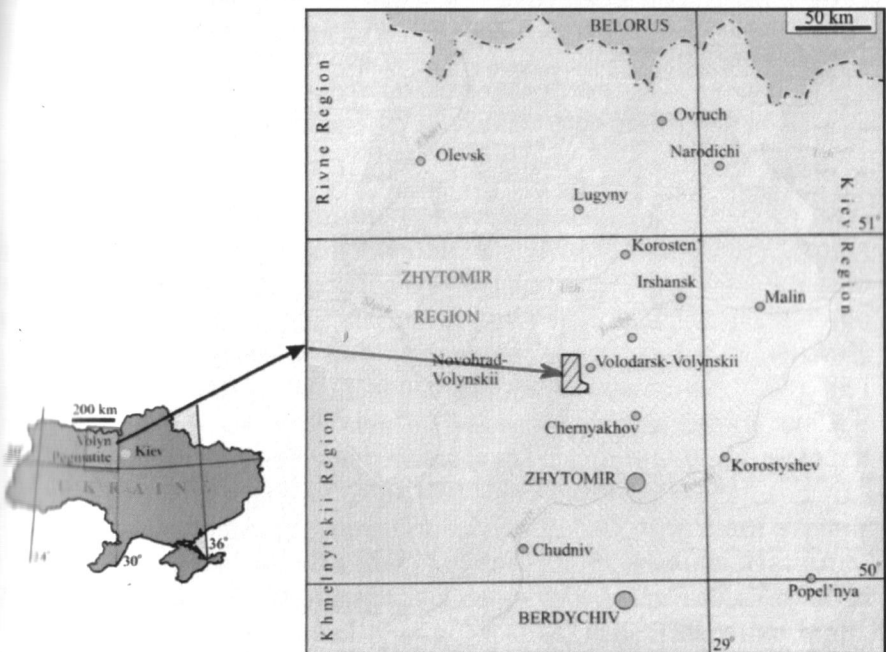
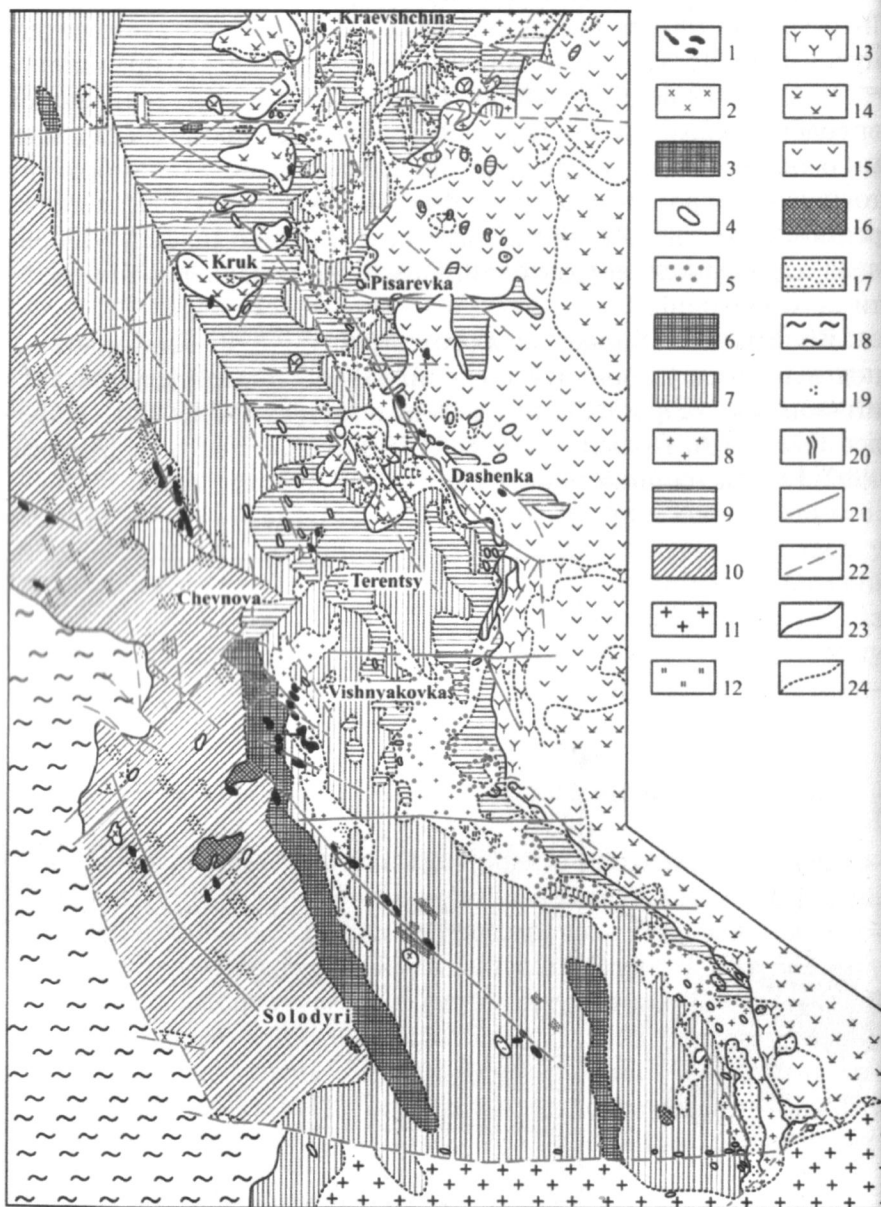


Рис. 3.1. Район розвитку камерних пегматитів Волині. Заштрихована область на правій схемі детально показана на рис. 3.2

3. Топаз Волинського родовища



3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

Рис. 3.2. Геолого-петрографічна карта Володарськ-Волинського пегматитового району: 1 – діабазові порфірити, діабазу; 2 – граніти сірі дрібнозернисті біотитові; 3 – граніт-порфіри рожево-сірі і рожеві амфібол-біотитові; 4 – граніти рожеві, сіривато-рожеві, дрібнозернисті, аплітоїдні та апліто-пегматоїдні; 5 – пегматити камерні; 6 – граніти сірі, рожево-сірі мікропегматитові, біотит-амфіболові, часто з піроксеном і олівіном; 7 – граніти рожево-сірі, рожеві, пойкило- і пелітопегматитові, біотит-пойкилітові, біотит-амфіболові, нерідко з піроксеном і олівіном; 9 – граніти сірі, зеленувато-сірі, нечіткопорфіроподібні, алотріоморфно- і гіпідіоморфнозернисті, піроксен-амфіболові, часто з олівіном; 10 – граніти рожево-сірі, зеленувато-сірі крупнопорфіроподібні, біотит-амфіболові, іноді з піроксеном і олівіном; 11 – граніти сірі, рожеві, крупнозернисті, часто порфіроподібні, біотит-амфіболові; 12 – сієніти, граносієніти сіривато-зелені, іноді порфіроподібні; 13 – габро-сієніти, монзоніти; 14 – габро-анортозити, анортозити; 15 – габронорити; 16 – гранофіри сірі, зеленувато-сірі, дрібнозернисті, іноді порфіроподібні; 17 – кварцитоподібні пісковики; 18 – снейси, мігматити; 19 – мікроклінізація, альбітизація, окварцування гранітів; 20 – пеліканітизація гранітів; 21 – достовірні тектонічні порушення; 22 – вірогідні тектонічні порушення; 23 – межа Коростенського плутону; 24 – передбачувані геологічні межі

Ймовірно, найпізнішими утвореннями Коростенського плутону є сублужні та лужні породи. Насправді геологічна історія Коростенського плутону набагато складніша. У ній є ще чимало білих плям, наприклад, немає остаточної відповіді на питання про роль тектоніки у просторовому розподілі летких компонентів у магмі (Ю.Ю. Юрк, 1948; Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008), як і чому росли метрові кристали лабрадору у лабрадоритах, але й є багато цікавих геохіміко-петрологічних новацій (О.В. Зинченко и др., 1990; О.В. Митрохин, 2001, 2011).

Камерні пегматити генетично та просторово пов'язані з гранітними (рис. 3.2), які розділяються на декілька різновидів. Насамперед, рапаківіподібні граніти, які в свою чергу діляться на граніти центральної (γ_6) і крайової ($\gamma_1 - \gamma_5$) фашій (Е.К. Лазаренко и др., 1973). У межах останньої виділено п'ять різновидів: нечіткопорфіроподібні, алотріоморфно- і гіпідіоморфнозернисті (γ_1); апліто-

пойкілітові (γ_2); пойкило-пегматитові та апліто-пегматоїдні (γ_3); мікропегматитові (γ_4); крупноовоїдні (γ_5). Всі тіла гранітів у районі розвитку пегматитів мають північно-західне простягання і закономірно змінюють один одного в напрямку від контакту з породами рами плутону: γ_1 , γ_2 , γ_3 , γ_4 , γ_5 . Граніти γ_1 і γ_2 є пегматитоносними, $\gamma_3 - \gamma_6$ – непегматитоносними. Інколи невеликі пегматити трапляються у гранітах γ_3 . Основна маса пегматитових тіл зосереджена в гранітах γ_2 . Отже, друга типоморфна особливість камерних пегматитів – тісний генетичний й просторовий зв'язок із вмісними рапаківіподібними гранітами. Вона є наслідком кристалізації пегматитового розплаву – похідного від гранітної магми – *in situ*.

Специфіка розташування пегматитів полягає у формуванні зближених тіл, приурочених до ендоконтактних ділянок гранітоїдів, що прилягають до масивів основних порід. Нижче ми цю «закономірність» проінтерпретуємо як випадкову. Камерні пегматитові тіла виявлено і ґрунтовно простежено в межах Коростенського пегматитового поля лише в одному районі – Володарськ-Волинському (рис. 3.2), який являє собою частину ендоконтактової зони гранітного масиву довжиною близько 22 км і шириною 0,3–1,5 км, що прилягає до західного контакту Волинського габро-лабрадоритового масиву. У місцях виходу гранітів γ_2 камерні пегматити розташовані переважно у зоні контакту з гранітами γ_1 або у зоні перемежування γ_1 і γ_2 . Будова пегматитового району на глибину вивчена недостатньо. На основі даних двох структурних свердловин, пробурених глибше 600 м, у свій час нами опробованих і попередньо досліджених, передбачається, що геологічна ситуація принаймні до вказаної глибини істотно не змінюється.

Пегматити, як вже зазначалося, локалізуються групами площею від десятків до сотень тисяч квадратних метрів. Більшість груп витягнуто паралельно лінії контакту кислих і основних порід. Окремі зближені групи пегматитів утворюють крупні групи – мегагрупи. Зазвичай найбільші камерні тіла розташовуються у центрі груп, а на периферії – безкамерні або з невеликим заноришами пегматити.

За внутрішньою будовою пегматити Волині діляться на: 1) недиференційовані (розвинена переважно графічна структура); 2)

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

неповнодиференційовані (графічна, пегматоїдна, блокова, моно-мінеральні польовошпатові та кварцова зони); 3) повнодиференційовані пегматити, які, крім вище названих зон, відрізняються наявністю крупного занориша з великими кристалами мінералів і добре розвинутою зоною вилуговування (рис. 3.3 і 3.4). Форма камерних пегматитів ізометрична, штокоподібна, лінзоподібна, складна; розміри від перших метрів до десятків метрів у поперечнику, об'єм занориша різний, але не перевищує 260 м³. Тіла

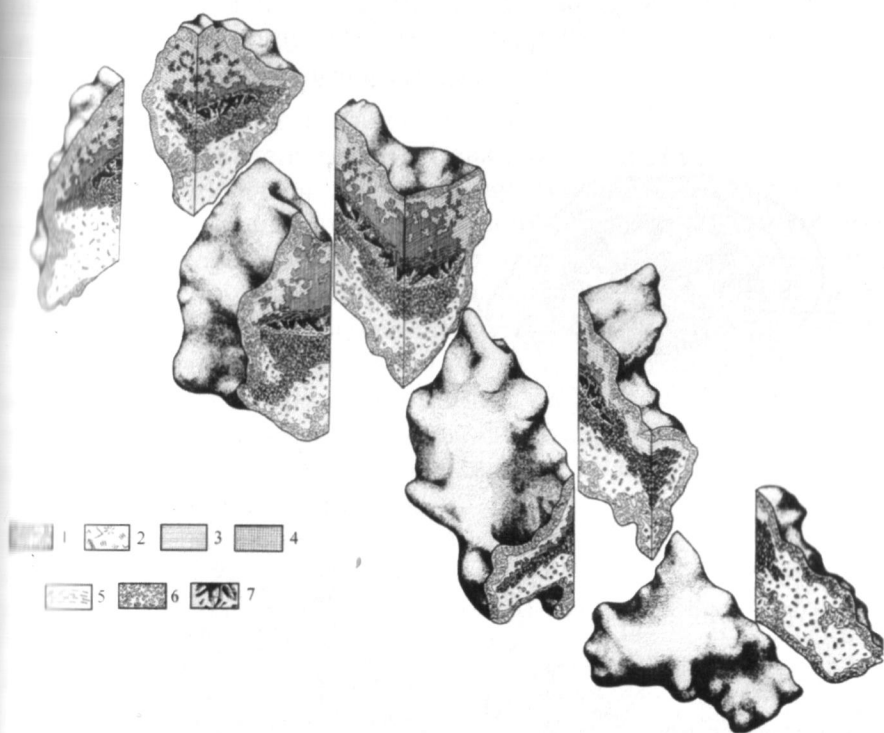


Рис. 3.3. Блок-діаграма повнодиференційованого камерного пегматитового тіла (за А.С. Весельєвим): 1 – пегматит графічної структури; 2 – пегматит графічної і пегматоїдної структури з ділянками радіальної, променевої і апографічної; 3 – польовий шпат; 4 – сірий кварц; 5 – кварц, розбитий тріщинами на окремі регенеровані плиточки; 6 – зона вилуговування; 7 – занориш з кристалами мінералів

ізометричної форми та середніх розмірів зазвичай містять один великий занориш. У великих тілах неправильної форми є два-три занориші, рідко більше. Найбільший науковий й практичний інтерес у наведеному вище поділі викликають повнодиференційовані пегматити – основний геолого-промисловий тип родовищ кварцу, коштовного каміння, в тому числі топазу, та колекційної сировини.

Варто ще раз зазначити, що схожий геологічно і мінералогічно з Коростенським Корсунь-Новомиргородський плутон не привабливий з практичного погляду. Відповідь проста: він зазнав значно глибшого, ніж Коростенський плутон, ерозійного зрізу, внаслідок чого промислові пегматитові тіла денудовані (див. підрозділ 2.2).

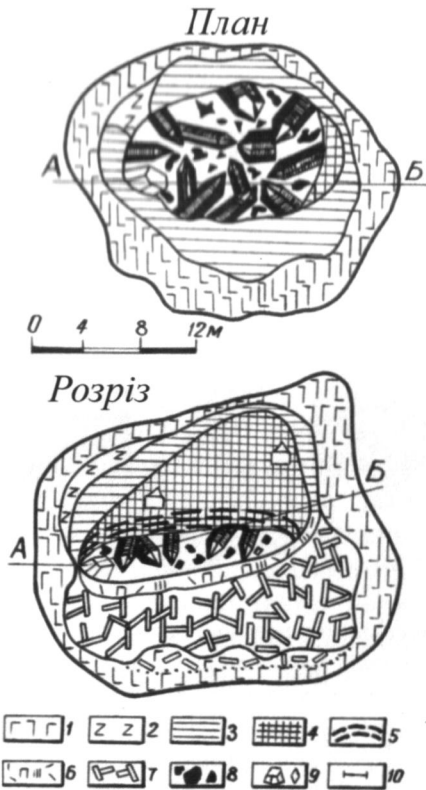


Рис. 3.4. План і розріз повнодиференційованого топаз-моріонового пегматитового тіла (за О.І. Перегудою): 1 – пегматит графічної структури; 2 – пегматит пегматоїдної структури; 3 – польовий шпат; 4 – сірий масивний кварц; 5 – сірий кварц плитчастий; 6 – альбіт слюдикий; 7 – зона вилугування; 8 – занориш; 9 – топаз; 10 – лінія розрізу

Повернемося до камерних пегматитів, щоб зацентрувати увагу на науковому та прикладному значенні двох їхніх взаємопов'язаних особливостей – специфічної зональної будови та ступеня диференціації тіл. Зони у повнодиференційованому пегматиті звичай розташовуються у такому порядку (зверху вниз): графічна, пегматоїдна, польвошпатована, кварцова, зона вільного росту (камера) і зона вилуговування (рис. 3.3, 3.4). У кожній із них знайдено кристали (зерна) топазу, але у різній кількості.

Найбільший практичний інтерес, як вже зазначалося, мають повнодиференційовані пегматити з потужною зоною вилуговування (В.И. Павлишин, П.К. Вовк, 1971). Загальна закономірність така: чим вищий ступінь диференціації пегматитів і чим краще розвинена зона вилуговування, тим більша (за однакових інших умов) їхня продуктивність (В.И. Павлишин и др., 1991). Остання у повній мірі стосується також топазу, звичайно, за умови, що пегматитовий розплав був збагачений фтором. У широкому контексті передбачаємо таке: якщо пегматитовий розплав – це збагачена леткими компонентами та рідкісними елементами гранітна маґма, то, відповідно до специфіки кристалізації маґм і післямаґматичного перетворення флюїдами їхніх продуктів, можемо говорити про еволюційний ряд утворень, крайніми членами якого є граніти та повнодиференційовані пегматити, які нижче є основним предметом нашого розгляду, насамперед у зв'язку з їхньою топазоносністю.

Нині камерні пегматити Волині, а також пов'язані з ними розвинені – єдине в Україні джерело коштовного (ювелірного), технічного топазу, а також колекційних зразків, передусім друз з топазом.

За формою і, до певної міри, за розміром виділення топазу в камерних пегматитах Волині поділяються на дві нерівномірно представлені групи – кристали-багатогранники і зернисті агрегати. Практичне значення мають поки що лише кристали з заноришів. Перспективною вважається зона вилуговування, в якій знаходили індивіди розміром 10 і більше сантиметрів уздовж [001] (И.М. Наумко, В.А. Калюжный, 1981).

У всіх зонах пегматитів – графічній, пегматоїдній, польвошпатовій, кварцовій, заноришевій і вилуговування – знайдено криста-

3. Топаз Волинського родовища

ли топазу, але різної якості й в неоднаковій кількості. Їхні розміри (вага) різні – від мікроскопічних кристаликів до кристалів-гігантів. Топаз зустрінутий (топаз-моріонові і топазові пегматити) у кожному третьому відпрацьованому пегматитовому тілі (В.В. Яковлева, В.В. Панченко, 2009). При цьому найбільш багаті топазом і моріоном промислові об'єкти зосереджені у центральній і південній частинах родовища західного контакту, включаючи Паромівську ділянку. У пегматитах північної частини родовища – район сіл Краївщина, Пугачовка, Ємільянівка, Березівка – топаз рідкісний або відсутній. Ця думка потребує перевірки на горизонті 150 м.

У графічній зоні топаз вельми рідкісний. Він тут трапляється у міаролових порожнинах спільно з моріоном у вигляді невеликих слабо забарвлених або безбарвних кристалів. Топаз відносно рідкісний, хоча й частіший, ніж у першій зоні, у пегматоїдній зоні, де він, як і в графічній зоні, виріс у вигляді одноголових індивідів у порожнинах з ознаками альбітизації мікрокліну, який брав участь у формуванні порожнини. В одному випадку встановлено топаз-протолітійовий парагенезис.

Польовошпатована зона багатша за мінералогією топазу, ніж попередні дві. Завдяки спайності мікроклін-пертиту і дії зовнішніх сил, у польовошпатовій зоні виникали умови для прояву метасоматичного заміщення польового шпату кварц-топазовим грейзенном і росту відносно рідкісних у пегматитах двоголових переважно адун-чілонського типу кристалів топазу у порожнинах трищинних ділянок. Топаз кварц-топазового грейзену представлений видовженими призматичними кристалами розміром 0,4–0,04 мм з головками мурзинського, рідше – адун-чілонського типів; $n_g = 1,637 \pm 0,002$; $n_p = 1,627 \pm 0,002$; $2V = 49\text{--}54^\circ$, що відповідає 62–77 % фтортопазу (Мінералоутворюючі ..., 1971). У цьому ж грейзенізованому пегматиті кристали топазу із занорища та зони вилуговування характеризуються іншими оптичними властивостями: $n_g = 1,625 \pm 0,002$; $n_p = 1,614 \pm 0,002$; $2V = 63^\circ$, що відповідає 88 % фтортопазу (Мінералоутворюючі ..., 1971).

Маємо яскравий приклад неоднакових умов кристалізації топазів із різними оптичними властивостями. Кварц-топазовий грейзен інколи зазнає додаткових метасоматичних змін і перетво-

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

рентгеновими унаслідок розвитку по ньому кварц-мусковіт-флюоритової асоціації.

На загал польовошпатована зона більшості повнодиференційованих пегматитів, незалежно від грейзенізації, містить, як правило, підвищений вміст дрібних зерен (частки міліметра) топазу, ідентифікованих у важких фракціях штучних шліхів.

У кварцовій зоні топаз також є вельми рідкісним мінералом. Його зафіксовано у вигляді включень у кварці, а також у вигляді дрібних уламків кристалів у штучних шліхах.

Зона вільного росту (занориш) вміщує левову частку здебільшого одноголових кристалів топазу та їхніх уламків, які виникали в процесі непростої історії формування заноришу.

Розміри кристалів різні. У графічній, пегматоїдній і польовошпатовій зонах топаз утворює порівняно невеликі (до 5–9 см по $[001]$ і 2–4 см вздовж $[010]$) прозорі або слабо забарвлені голубим і рожевим кольором кристали ільменського типу, зрідка іншого типу, зазначеного вище. Середні та великі кристали (перші десятки сантиметрів), у тому числі кристали-гіганти, зосереджені в заноришах. Показовий приклад наведено в монографії київських авторів (М.Н. Ивантишин и др., 1975). Кристали топазу з добре розвиненими гранями видобуто у гірничих виробках Волинської експедиції наприкінці 1952 р. на Вишняківській дільниці в пегматитовому тілі № 151. Найбільші кристали цього пегматиту мають такі розміри, см: 1 – $27,5 \times 38,0 \times 38$ (вага 68 кг); 2 – $14 \times 26 \times 48$ (33 кг); 3 – $12,3 \times 19,8 \times 37,1$ (17,4 кг); 4 – $20 \times 28,5 \times 34$. Перший із цих зразків експонується в Музеї землезнавства Московського державного університету імені М.В. Ломоносова. Ці ж автори наводять такі цифри відношення діагоналей ромба на грані (001) до висоти кристалів: $(0,5-0,8) : 1 : (1,3-1,9)$. Найчастіше вага видобутих кристалів топазу коливалася в межах 1–50 кг, рідше була і більшою, і меншою.

1967 р. Україну облетіло приємне, хоча і стримане повідомлення про унікальний волинський кристал топазу, який важив 117 кг, але не зберігся. Його було видобуто 1965 року в одному з топазових пегматитів, в якому загальна маса видобутих кристалів перевищувала 500 кг. Всього було знайдено близько 100 кристалів,

3. Топаз Волинського родовища

з яких два важили більше, ніж по 100 кг кожний (Ю.Г. Сорокин і др., 1967). Цей випадок заслуговує докладнішого опису.

Пегматитове тіло, в якому виявлено унікальний кристал топазу, має правильну ізометричну форму та добре виражену зональну будову (Ю.Г. Сорокин і др., 1967). Його периферійна частина складена пегматитом графічної будови, який у бік центру тіла змінюється пегматитом пегматоїдної структури, польовошпатовою й блоковою зонами. Польовий шпат, який прилягає знизу до камери (заноришу), сильно альбітизований і містить великі кристали, ймовірно, літій-залізистої слюди (до 30 см у поперечнику при висоті до 15 см). Центральна частина пегматиту представлена кварцовим ядром, складеним вгорі тріщинуватим молочно-білим кварцом, внизу — розсланцьованим темно-сірим кварцом. Під кварцовою зоною знаходиться досить великий занориш об'ємом близько декількох десятків кубічних метрів. Вмісні породи пегматиту представлені рапаківіподібними гранітами, сильно збагаченими у нижньому контакті з пегматитом темноколірними мінералами.

Топаз сконцентрований у нижній периферійній частині заноришу. Більшість кристалів топазу орієнтовані головками догори і до центру занориша. Майже всі кристали приросли до дна занориша і добре огранені. Двоголових кристалів не знайдено. Індивіди мають середньо-довгопризматичний габітус і належать до ільменського типу. Забарвлення (рожеве, жовте, світло-голубе) розподілено в тілі кристалів секторіально. Розмір кристалів винятково великий. Окремі індивіди мають довжину 82 см і ширину до 42 см. Найбільший топаз (82 × 37 × 35 см) важив 117 кг. За ним йдуть: 78 × 43 × 40 см (110 кг), 22 × 15 × 14 см (11 кг), 20 × 12 × 9 см (6 кг), 15 × 10 × 8 см (4 кг). Кристалів вагою менше 1 кг було мало. Великі кристали тріщинуваті. Тріщини здебільшого орієнтовані паралельно (001). Корінна частина кристалів мутнувата. Процеси розчинення проявлені слабо. Окремі кристали присипані дрібними кристаликами польового шпату і слюди, приуроченими до 1–2 граней. Майже всі кристали покриті ззовні оксидами заліза.

117-кілограмовий кристал-гігант топазу мав винно-жовте забарвлення. Всередині переважав жовтий, на периферії — винний колір. Головка кристала чиста, прозора, нижня частина — непрозо-

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

ра через наявність великого числа газових включень. Вертикальний пояс індивіду сформований гранями $\{110\}$ і $\{120\}$. За розміром $\{110\} > \{120\}$. Головка огранена чотирма формами: $\{001\}$, $\{011\}$, $\{112\}$, $\{021\}$. Найкраще розвинена форма $\{011\}$. На деяких гранях кристала спостерігаються кварц-польовошпатові кірочки. Корінь кристала приріс до польовошпат-слюдистого агрегату. Крім того, нижня частина кристала зрощена з альбітом і Li-Fe слюдою.

На превеликий жаль, кристал-гігант зазнав істотних фізико-хімічних змін. Наприклад, він був розірваний по спайності на окремі потужні пластини. Тріщини кристалів заповнені кварц-польовошпатовим і топазовим агрегатом.

На протилежному боці занориша «красувався» ще один кристал-гігант вагою 110 кг. Він відрізнявся тим, що добре зберігся і мав високу прозорість, завдяки чому з нього було вилучено 50 кг топазу ювелірної якості.

На завершення підрозділу стисло розглянемо топазоносність зони вилуговування – типоморфну зону продуктивних повнодіференційованих пегматитів (В.И. Павлишин, П.К. Вовк, 1971). У 60–80-х роках ХХ ст. на Вишняківській дільниці Волинського родовища виявлено чимало тіл з добре розвиненою зоною вилуговування, потужність якої досягала 9 м (И.М. Наумко, В.А. Калюжный, 1981). Ця зона сформована завдяки прояву трьох потужних процесів, накладених на різноструктурні кварц-мікроклінові агрегати, – альбітизації мікрокліну, вилуговуванню кварцу, вільному росту нових мінералів у порожнинах або метасоматичним способом.

У порожнинах зони вилуговування наявні одно- й двоголові кристали топазу. Зрідка трапляються метакристали топазу в альбітитах. Розміри кристалів здебільшого від 2 до 6 см, рідко 10–12 см. Усталене уявлення про малі розміри кристалів топазу у зоні вилуговування невдовзі було спростовано. І.М. Наумко і В.А. Калюжный (1981) приємно здивували пегматитщиків своєю поки що єдиною для Волині знахідкою у цій зоні кристалів топазу довжиною до 80 см і 30 см по діагоналі базопінакоїду. Ці кристали зазвичай мають секторально-поліхромне забарвлення (голубе і бурувато-рожеве), сильно заму́тнені включеннями, легко розсипаються на спайні уламки. Грані (001) розчинені найінтенсивніше.

Форми травлення мають вигляд чотиригранних ромбоподібних пірамідок, гострі вершини яких орієнтовані паралельно [001].

Деякі кристали топазу рожевого кольору містять порівняно небагато включень, мають високу прозорість і лише частково забруднені твердими та газопо-рідкими включеннями у вигляді хмарок муті або «сіточок» у залікованих тріщинах. Довжина деяких кристалів цього типу сягає 54 см, вага – 20–25 кг. Вони добре огранені, майже не змінені розчиненням (И.М. Наумко, В.А. Калужный, 1981).

У зоні вилуговування топаз асоціює з реліктовими мікроклінпертитом і кварцом, новоутвореними альбітом, сидеритом, рутилом, флюоритом, стрюверитом, колумбітом, слюдами.

Під пегматитовими тілами знаходяться потужні зони змінених гранітів, у тому числі метасоматити з дрібними кристалами топазу, які морфологічно істотно відрізняються від кристалів пегматитів найпростішою огранкою (див. нижче; В.И. Павлишин и др., 1983).

3.2. Хімічний склад

Хімічний склад топазу з пегматитів Волині в останні десятиріччя не досліджувався. Ми опираємося на дані мокрої хімії майже 45-річної давності, наведені в нашій монографії (Е.К. Лазаренко и др., 1973), аналіз яких засвідчує таке (табл. 6):

1. Топаз в пегматитах Волині, як і на загал у схожих родовищах світу (У.А. Дир и др., 1965; Топаз, 1972; Топаз, 1995 тощо), мінерал з доволі сталим вмістом катіонної частини мінералу – алюмінію і силіцію. Причина сталості хімічного складу – компактна кристалічна структура. Тому ізоморфізм у катіонній частині здійснювався лише на мікрорівні, можливо, за такими схемами: $\text{Si}^{4+} + (\text{OH}, \text{F})^- \leftarrow \text{Al}^{3+} + \square$; $\text{Al}^{3+} + (\text{OH}, \text{F})^- \leftarrow \text{Fe}^{2+} + \square$. Ізоморфізм $\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$ найменш імовірний, оскільки концентрація (активність) Fe^{3+} в період росту кристалів топазу була дуже низькою.

2. При всій сталості складу, за даними хімічних аналізів, фіксується незначна, але стала нестехіометрія – заміщення алюмінієм силіцію в тетраедрах, яке, ймовірно, спровокувало появу в кристалічній структурі електронно-діркових центрів.

3.2. Хімічний склад

Таблиця 6. Хімічний склад і властивості топазу з пегматитів Волині

Компоненти і властивості	Мас. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	32,59	32,40	31,96	31,96	31,01
Al ₂ O ₃	55,55	56,10	56,30	56,10	58,87
Fe ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,03	0,10
FeO	0,04	0,05	0,04	0,04	—
MnO	сл.	—	—	сл.	—
MgO	0,15	0,06	0,07	0,06	—
CaO	0,16	0,15	0,18	0,03	—
Na ₂ O	—	0,08	0,08	—	—
H ₂ O	0,10	0,06	0,06	—	—
П. п. п.	2,30	1,67	0,28	0,15	0,10
F	15,60	16,90	18,60	19,60	16,50
Сума	106,50	107,48	107,59	107,97	106,58
F ₂ = 0	6,56	7,10	7,83	8,23	6,90
Сума	99,94	100,38	99,76	99,74	99,68
<i>n_g</i>	1,62		1,62	1,62	
<i>n_p</i>	1,62	1,61	1,61	1,61	
2 <i>V</i>	62,0°	63,8°	61,5°	65,3°	
Густина	3,54		3,54		3,54
Твердість, кг/мм ²	2165,00			2173,00	

Кристалохімічні формули:

1. Al_{1,98}Mg_{0,01}Ca_{0,01}(OH_{0,49}F_{1,51})_{2,00}[Al_{0,01}Si_{0,99}O₄]
2. Al_{2,00}Ca_{0,01}(OH_{0,35}F_{1,64}O_{0,01})_{2,00}[Al_{0,02}Si_{0,98}O₄]
3. Al_{2,01}Ca_{0,01}(OH_{0,20}F_{1,80})_{2,00}[Al_{0,02}Si_{0,98}O₄]
4. Al_{2,01}Ca_{0,01}(OH_{0,10}F_{1,90})_{2,00}[Al_{0,02}Si_{0,98}O₄]
5. Al_{2,06}(OH_{0,40}F_{1,60})_{2,00}[Al_{0,05}Si_{0,95}O₄]

Примітка. Зразки топазу: 1 – слабо забарвлений з порожнин пегматоїдної зони (пегматит № 347); 2 – двоколірний кристал із занориша (пегматит № 347); 3 – безбарвний кристал із зони вилуговування (пегматит № 347); 4 – голубий кристал із топазового пегматиту (пегматит № 337); 5 – рожево-бурий топаз (за М. М. Івантишиним). Аналітики – О. Григорович і А. Стригіна.

3. В аніонній матриці топазу спостерігаються помітні коливання хімічного складу, спричинені ізоморфізмом $F^- \leftrightarrow OH^-$. Ступінь заміщення гідроксилом фтору наближується до незвично високої цифри ~ 40 мол. %, але ніде не перевищує його.

Дещо вищий від наведеного в літературі максимальний ступінь заміщення (~ 30 мол. % OH^- , див., наприклад, рис. 1.18) потребує подальшого уточнення, щоб з'ясувати – це специфіка топазоутворення в пегматитах Волині, чи помилка хімічного аналізу.

Варто звернути увагу ще на таке питання – чому ізоморфізм на загал не досконалий, чому у природі відсутній реальний $Al_2(OH)_2[SiO_4]$? Ймовірно тому, що істотно більше, ніж зафіксоване, входження гідроксилу в кристалічну структуру топазу, послаблюватиме і без того не дуже міцний хімічний зв'язок між атомами шарів (досконала спайність) і в решті решт зникне належає зчеплення між шарами росту вздовж [001], яке унеможливить кристалізацію гідроксил-топазу. Певну роль у цьому, ймовірно, відіграє кут між $O-H$ і віссю c . Водночас мусимо зазначити, що гідроксил-топаз синтезовано штучно (див. підрозділ 1.1), але в умовах, які відрізняються від умов росту кристалів природного топазу.

4. Зіставлення хімічного складу топазу з умовами його знаходження свідчить, що в напрямі від периферії тіла до заноришу в мінералі зростає вміст фтору і відповідно зменшується кількість гідроксилу. Найвищий вміст фтору властивий для топазу із заноришів топазових пегматитів (зразок 4 у табл. 6). Тренд збільшення фтористості топазу у камерних пегматитах Волині кореспондується зі зниженням температури їхнього формування, здебільшого на пневматолітовій стадії.

5. На гідротермально-метасоматичному етапі формування пегматитів теж росли кристали топазу різної фтористості. Наявні скромні дані дозволяють зробити такий попередній висновок: фтористість топазу істотно знижується при переході від відносно високотемпературних кристалів (И.М. Наумко, В.А. Калюжный, 1981) до середньо-низькотемпературних кристаликів кварц-топазових грейзенів (Г.М. Гигашвили, 1969), наближаючись в останніх до граничного вмісту гідроксилу.

3.3. Рентгенометрія

Вміст елементів-домішок у топазі незначний (Г.Г. Леммлейн, Н.М. Меланхолин, 1951; Е.К. Лазаренко и др., 1973). Спектральним аналізом повсюдно встановлено практично лише один елемент – германій у кількості 0,001–0,003 %. Б.Ф. Міцкевич (1972) вважав підвищену германієносність (до 15 г/т) характерною особливістю волинського топазу. Титан (0,001 %) встановлений лише в одному зразку. Можливо, входженню цього елемента в структуру сприяє висока температура кристалізації. Наше спеціальне дослідження показало, що вміст галію коливається у межах $0,8 \cdot 10^{-4}$ – $6,5 \cdot 10^{-4}$ % і змінюється навіть в одному кристалі.

Спектральним аналізом в ІГН АН УРСР (М.Н. Ивантишин и др., 1975) на якісному рівні (є, нема, сліди) у топазі з пегматитів Волині встановлено: Ca, Fe, Mn, Ti, Cu, Pb, Ag, Ge, Ga.

За даними атомно-емісійного аналізу (ICP), у топазі різного забарвлення з пегматитів Волині встановлено такі елементи (О.И. Сийдра, М.Д. Евдокимов, 2003; мас. %): голубий топаз – Fe (0,014), Mn (0,0004), Cu (< 0,001), Zn (0,010), Cr (0,007); білий топаз – Fe (0,0085), Mn (0,0002), Cu (0,0013), Zn (< 0,001), Cr (< 0,001); винний топаз – Fe (0,0035), Mn (< 0,001), Cu (< 0,001), Zn (0,001), Cr (< 0,001). Виявити якісь широкі закономірності розподілу цих домішок у топазі не вдається, хоча виокремлюється одна особливість – вміст Fe у голубому топазі на порядок вищий, ніж у решті різновидів.

3.3. Рентгенометрія

Основні лінії на порошкових рентгенограмах топазу дуже схожі, нерідко тотожні за значеннями міжплощинних відстаней та інтенсивністю (табл. 7). Водночас маємо незначні розбіжності за цими параметрами.

Порівнюємо міжплощинні відстані рожевого і голубого топазу, які відібрані з одного кристала ільменського типу, але з різних пірамід росту (табл. 7). Теоретично в однорідному кристалі всі міжплощинні відстані повинні бути однаковими. Насправді реально бачимо певні, хоча і не значні відмінності – різні відстані та дещо

3. Топаз Волинського родовища

Таблиця 7. Міжплощинні відстані та інтенсивності рентгенограм топазу

Рожевий		Голубий		Безбарвний		Рожевий		Голубий		Безбарвний	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	10,600	2	10,600	1	10,700	4	2,045	3	2,049	4	2,044
2	8,700	2	8,700	1	8,700	5	1,851	3	1,870	4	1,850
3	4,020	3	4,010	3	4,030	6	1,762	6	1,770	7	1,760
3	3,660	2	3,680	2	3,620	1	1,664		—		—
2	3,490	2	3,540	1	3,480	7	1,615	8	1,621	8	1,612
1	3,340	1	3,400		—	1	1,531	1	1,539	1	1,530
10	3,173	9	3,180	10	3,170	4	1,489	4	1,493	4	1,490
9	3,009	1	3,020	1	3,019	2	1,457	3	1,469	1	1,454
9	2,975	10	2,980	10	2,974	2	1,440	1	1,450	1	1,440
1	2,588		—		—	9	1,412	8	1,424	9	1,410
1	2,456	1	2,462		—	9	1,387	8	1,392	10	1,383
7	2,364	6	2,368	7	2,364	10	1,351	8	1,354	10	1,350
1	2,170	1	2,180	1	2,171	1	1,315				
7	2,082	8	2,090	8	2,080						

Примітка. Умови зйомки: Fe-випромінювання; D – 57,3 мм; рожевий топаз – з піраміди росту <110>, голубий – <120>, безбарвний – із зони вилугування.

неоднаковий набір ліній. Розходження зафіксовані у другому знаку після коми.

Голуба піраміда росту <120> характеризується витримано більшим значенням міжплощинних відстаней у порівнянні з рожевою <110>. Крім того, на рентгенограмі голубого топазу менше ліній, ніж на такій рожевого. Отже, можемо зробити попередній висновок про певну відмінність кристалічних структур і хімічного складу пірамід росту <110> і <120> (див. таж рис. 1.23).

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

Ці два поняття нерозривно пов'язані між собою. Вони віддзеркалюють історію індивідів від зародження до завершення росту, частково – зміни на післякристалізаційному етапі життя мінералів. Нині маємо, на жаль, скромний за обсягом матеріал, який висвітлює анатомію кристалів волинського топазу, тому існує

наукова та практична доцільність якомога глибше пізнати хіміко-структурну (симетрійну) природу пірамід росту та дисиметризації кристалів у цілому.

3.4.1. Морфологія кристалів

Дослідження морфології кристалів топазу має, з перервами, більш ніж столітню історію (див. підрозділ 2.1). Спочатку стисло невіжливо результати морфологічних досліджень, отриманих у радянську добу, потім (у ширшому аспекті) – у незалежній Україні.

Розміри кристалів топазу, які залучалися до морфологічних досліджень, різні – від мікроскопічних кристаликів до кристалів-гігантів. Найбільша увага була приділена кристалам і їхнім зросткам із заноришів і зони вилуговування.

У Волинському родовищі, як і в інших генетично схожих утвореннях, топаз – морфологічно добре індивідуалізований мінерал. Переважають одноголові кристали та їхні зростки. Двоголові індивіди зрідка трапляються у польовошпатовій зоні, зоні вилуговування і метасоматитах під пегматитовими тілами. У занорищах одноголові кристали часто зароджувалися і росли на субстраті з дрібних зерен кварцу та топазу.

Габітус більшості волинських кристалів призматичний, обрис видовжений, слабко видовжений, ізометричний. Поперечний розріз – ромбоподібний. Відношення діагоналей ромбу грані {001} до висоти кристалів вздовж [001], за даними М.М. Івантишина зі співавторами (1957), дорівнює $(0,52-0,76) : 1 : (1,27-1,90)$. На жаль, ці цифри орієнтовні, вони не відображають справжніх параметрів обрису, оскільки більшість кристалів мають лише одну головку.

Характерна морфологічна особливість топазу – сплюсненість кристалів вздовж нормалі та по двох взаємно паралельних гранях призми {110} (див. рис. 3.59). Внаслідок цього зовнішня симетрія індивідів понижена (дисиметризована), а грані одної простої форми можуть відрізнятися розміром, конфігурацією, а деякі з них нерідко зникають або представлені маленькими формами.

У вертикальному поясі кристалів завжди присутні грані ромбічних призм {110} і {120}, до яких інколи приєднуються {230}, {130}, {470} і {010}. Грані {110} і {120} зазвичай добре розвинені, гра-

ні решти форм зустрічаються у вигляді вузьких смуг і лише на окремих кристалах.

На головках кристалів виявлені грані пінакоїду $\{001\}$, ромбічних призм $\{011\}$, $\{023\}$, $\{012\}$, $\{021\}$, $\{101\}$, $\{102\}$, $\{103\}$ і ромбічних діпірамід $\{111\}$, $\{112\}$, $\{225\}$, $\{113\}$. Найкраще розвинені серед них $\{011\}$, $\{111\}$ і $\{112\}$. Грані $\{101\}$ і $\{021\}$ присутні на кристалах, але їхні розміри істотно коливаються. Грані решти форм, як правило, невеликі та зустрічаються дуже рідко. Чи не найбільше змінюється конфігурація і розміри граней пінакоїду $\{001\}$. Ступінь розвитку цієї форми покладено в основу виділення двох основних морфологічних типів: ільменського (з пінакоїдом) і адун-чілонського (без пінакоїда) (див. рис. 1.19). Кристали ільменського типу здебільшого розвинені у графічній, пегматоїдній зоні та зоні вилуговування. У заноришеві області зосереджені представники ільменського, адун-чілонського та проміжного між ними типу.

На гранях волинських кристалів часто розвинені різні за формою та походженням скульптури. Зокрема, на гранях призм $\{110\}$ і $\{120\}$ часто фіксується комбінаційна штриховка, паралельна $[001]$. Зазвичай вона досить тонка, інколи поступово переходить у грубу східчастість, засвідчуючи мінливі умови росту, які поперемінно сприяли появі $\{110\}$, $\{120\}$, інших граней. Наслідком такого росту може бути зникнення ребра між цими гранями. Натомість на його місці виникає випуклість, штриховані поверхні якої утворюють на гоніометрі промінь, складений із множини сигналів різної чіткості. Ймовірно, найчастіше штриховка на $\{110\}$ і $\{120\}$ являє собою геометричне місце ромбічних призм зі складними символами.

На призматичних гранях вертикального поясу інколи розвинені ще прямокутні впадини, довга сторона яких орієнтована паралельно $[001]$, а стінки східчасті. Передбачається, що така скульптура не є комбінаційною, а виникла внаслідок незавершеного росту шарів, коли кожний новий шар генерувався з деяким запізненням щодо раннього нижнього шару. Інколи прямокутні заглиблення дають поступові переходи до складних форм.

Крім монокристалів, у заноришах трапляються зростки двохчотирих індивідів, здебільшого у паралельному положенні (див. рис. 2.2). Трапляються також випадкові зростки, присутні у друзях.

Часто паралельні зростки проявляються лише на головці, а грані вертикального поясу є спільними для всіх індивідів, що зрослися.

Ось так у стислому викладі виглядає кристаломорфологія волинського топазу, напрацьована декількома поколіннями дослідників і наведена у кількох статтях і трьох монографіях (див. підрозділ 2.2). Єдина новація, що з'явилася після цих публікацій, стосується морфології кристалів топазу із метасоматично змінених порід, які знаходяться під пегматитовими тілами. Виявилось, що ці кристали мають серед волинського топазу найпростіше огранення – вони утворені лише трьома простими формами: $\{110\}$, $\{120\}$ і $\{011\}$ (див. нижче і В.И. Павлишин и др., 1983).

Нижче наводимо результати новітніх (XXI ст.) досліджень кристаломорфології волинського топазу, насичених, з одного боку, конкретними результатами, а з іншого – широкими аналітичними узагальненнями (О.П. Вовк, 2016).

Характеристика морфології окремих кристалів із заноришів. Вона напрацьована у вигляді опису кристалів, їхніх ортогональних і аксонометричних проєкцій у процесі проведення досліджень на гоніометрі ГД-1 та за допомогою прикладного гоніометру. Принципово важливою новацією тут є широко вживані ортогональні проєкції, які дозволяють оцінювати розвиток простих форм на головці, спотворення (дисиметризацію) їхніх розмірів і форми та видиму симетрію в цілому.

1. Кристал безбарвний (рис. 3.5, а). Розміри за осями: $a = 18$, $b = 15$, $c = 35$ мм. У вертикальному поясі наявні грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, приблизно однакові за розмірами. На головці встановлено лише добре розвинені грані призми $f \{011\}$.

2. Кристал безбарвний (рис. 3.5, з). Розміри за осями: $a = 20$, $b = 24$, $c = 40$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані призми $M \{110\}$ і дві грані $l \{120\}$. Частина індивіду відбита по площині паралельній грані пінакоїду $b \{010\}$. Головка асиметрична. На ній наявні грані $f \{011\}$ і $y \{021\}$. Крім них, в огранці головки беруть участь 4 грані $u \{112\}$, приблизно рівних за розмірами.

3. Кристал безбарвний (рис. 3.5, е). Розміри за осями: $a = 12$, $b = 22$, $c = 40$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири добре розвинені грані $M \{110\}$ і трохи менші за них $l \{120\}$. Для головки

3. Топаз Волинського родовища

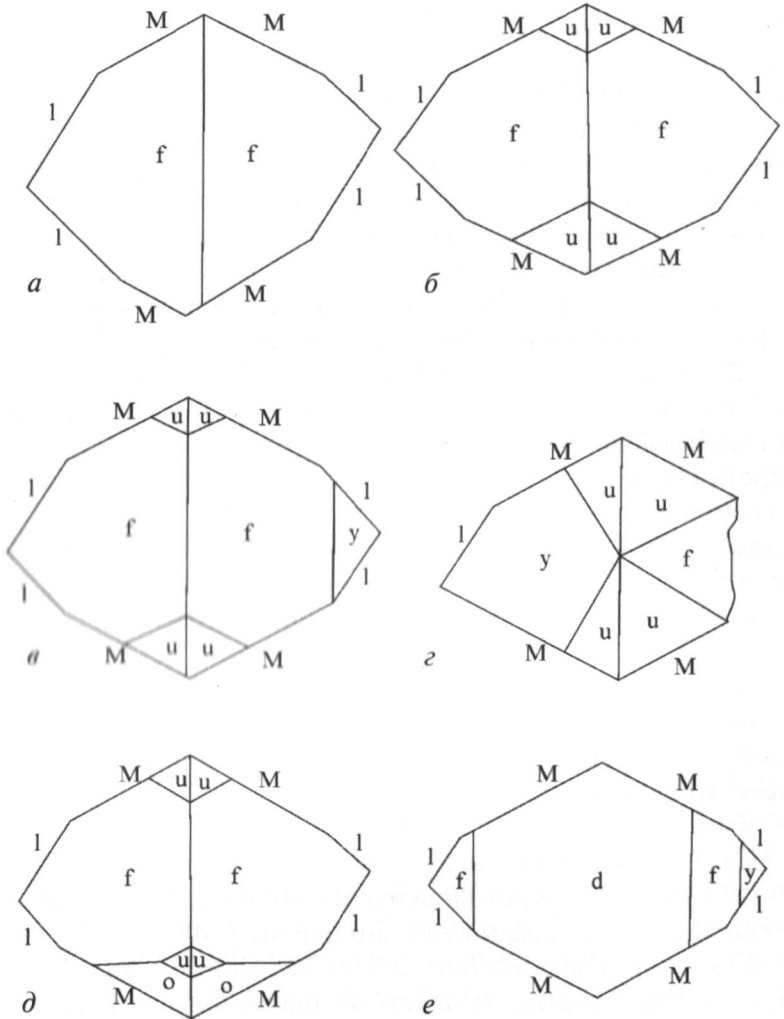


Рис. 3.5. Морфологія кристалів топазу адун-чілонського типу із заноришів (найпростіша огранка)

типове домінування на ній однієї грані призми d (101). Менше значення мають дві грані f {011} і грань y (021).

4. Кристал голубого кольору (рис. 3.6, *a*). З граней вертикального поясу розвинені лише M {110} та l {120}, причому перехід між

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

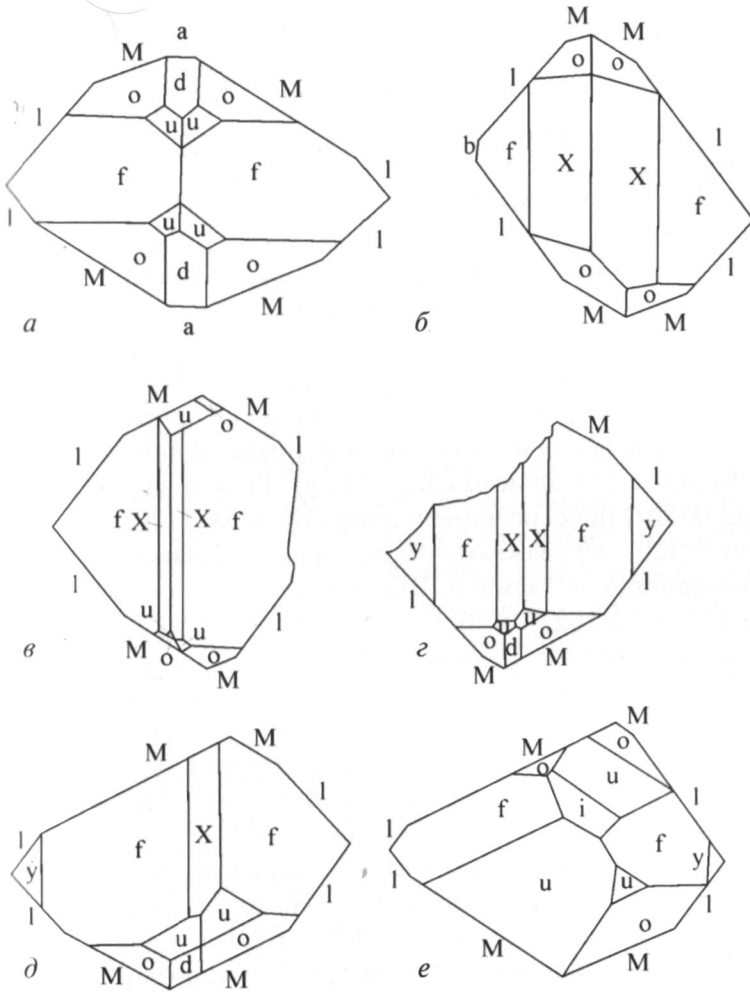


Рис. 3.6. Морфологія кристалів топазу адун-чілонського типу із заноришів

ними поступовий – без чітко вираженого ребра. Ці грані покриті грубою штриховкою і тому є випуклими. На головці наявні грані f $\{011\}$, o $\{111\}$, u $\{112\}$, d $\{101\}$, з яких найбільш розвинені грані f $\{011\}$. На всіх гранях є ознаки розчинення, найчіткіші на головці кристала. Грані M $\{110\}$ і l $\{120\}$ матові, покриті численними

прямокутними виступами, які черепитчасто насунуті один на одного. На окремих гранях трапляються неглибокі лійкоподібні заглиблення овальної форми, що сягають за діаметром 1 см. Видима симетрія кристала близька до L_2P ($2m$), що засвідчує відносно рівномірний приплив флюїдної речовини у зону мінералогенезу.

5. Кристал сіро-голубого кольору (рис. 3.6, б). Непрозорий, насичений включеннями. Розміри за осями: $a = 45$, $b = 45$, $c = 35$ мм. Вертикальний пояс огранений призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$, причому $l \{120\}$ домінує. До них приєднується вузька грань пінакоїда $b \{010\}$. В огранці головки наявні призми $X \{023\}$, $f \{011\}$, піраміда $o \{111\}$. Грані $f \{011\}$ розвинені трохи краще, ніж $X \{023\}$. Форма $o \{111\}$ простежується у вигляді чотирьох невеликих граней. Зовнішня (видима) симетрія індивіду приблизно відповідає L_2 (2). Такий кристал міг утворитися під впливом дії потоку флюїдної речовини.

6. Кристал безбарвний (рис. 3.6, в). Розмір за $c = 133$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Грані призм $l \{120\}$ переважають за розмірами. Пінакоїдальна $b \{010\}$ частина кристалу відламана. Головка кристалу обмежена гранями призм $f \{011\}$, $X \{023\}$, $y \{021\}$. Діпіраміди $o \{111\}$ і $u \{112\}$ мають другорядне значення. Грані призм $f \{011\}$ розвинені дуже добре. Їм поступаються дві грані $X \{023\}$ і грань $y \{021\}$. Діпіраміди $o \{111\}$ і $u \{112\}$ сформовані трьома гранями кожна. Грані розвинені слабо.

7. Кристал світло-голубого забарвлення (рис. 3.6, г). Розміри за осями: $a = 75$, $b = 90$, $c = 60$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані ромбічних призм: три грані призм $M \{110\}$ і три грані $l \{120\}$. Частина кристалу відламана. Грані $l \{120\}$ розвинені рівномірно і за розмірами більші, ніж грані $M \{110\}$. На головці кристала знаходяться грані ромбічних призм $X \{023\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, а також ромбічних діпірамід $o \{111\}$ і $u \{112\}$. Найрозвиненіші є грані $f \{011\}$, причому одна з них за розмірами значно переважає над іншою. На цих гранях встановлені сліди природного розчинення у формі витягнутих прямокутників. Грані $X \{023\}$ за розмірами поступаються граням $f \{011\}$, хоча переважають над гранями $y \{021\}$. Обидві грані $X \{023\}$ розвинені приблизно однаково, теж саме стосується граней $y \{021\}$. На гранях $X \{023\}$ фігури розчинення мають форму дрібних круглих ямок. Призма $d \{101\}$ розвинена слабо і

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

сформована лише однією гранню. Грані ромбічних діпірамід $o\{111\}$ та $u\{112\}$ мають порівняно невеликі розміри, $o\{111\}$ розвинена дещо краще, ніж $u\{112\}$. Грані однієї і тієї ж простої форми мають майже однакові розміри.

8. Кристал винно-рожевого кольору (рис. 3.6, *e*). Розміри за осями: $a = 55$, $b = 80$, $c = 90$ мм. Вертикальний пояс огранений призмами $M\{110\}$ та $l\{120\}$. Грані $M\{110\}$ розвинені краще. В огранці головки беруть участь призми $f\{011\}$, $y\{021\}$, діпірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Дві грані $f\{011\}$ розвинені добре, форма $y\{021\}$ сформована однією невеликою гранню. Три грані діпірамід $o\{111\}$ невеликі за розмірами, форма $u\{112\}$ сформована те ж трьома гранями. Їхній нерівномірний розвиток спричинює асиметричний вигляд головки. Єдина грань $i\{113\}$ розвинена добре.

9. Індивід голубого кольору, причому нижня частина забарвлена інтенсивніше, ніж верхня (рис. 3.7, *a*). Розміри за осями: $a = 74$, $b = 96$, $c = 50$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$, до яких приєднується одна грань пінакоїда $b\{010\}$. Про розвиток другої грані пінакоїда судити неможливо, оскільки кристал відламаний по площині спайності. Грані $M\{110\}$ переважають над $l\{120\}$. Обидві призми сформовані чотирма гранями. Грані вертикального поясу покриті штриховкою, яка на $l\{120\}$ густіша, ніж на $M\{110\}$. Пінакоїд має випуклу форму, штриховка на ньому найгустіша. На головці встановлено грані $s\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $i\{113\}$. Грань $s\{001\}$ середня за розмірами і утворена двома поверхнями, одна з яких наростає на іншу. Призма $f\{011\}$ розвинена добре. Грані покриті напливами та фігурами розчинення. Форма $y\{021\}$ сформована однією невеликою гранню. Грань призми $d\{101\}$ розвинена слабко. Діпірамід не сягають значних розмірів: $o\{111\}$ (чотири грані) та $u\{112\}$ (три грані) розвинені приблизно однаково, а дві грані $i\{113\}$ ледь помітні.

10. Кристал голубого кольору вагою 23 кг (рис. 3.7, *b*). Розміри за осями: $a = 125$, $b = 275$, $c = 310$ мм. У вертикальному поясі розвинені чотири великі грані $M\{110\}$ і чотири грані $l\{120\}$, які поступаються їм за розмірами. Крім них, встановлено одну грань призми $\lambda\{470\}$. В огранці головки беруть участь пінакоїд $s\{001\}$, призми $f\{011\}$, $d\{101\}$, діпірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Грань

3. Топаз Волинського родовища

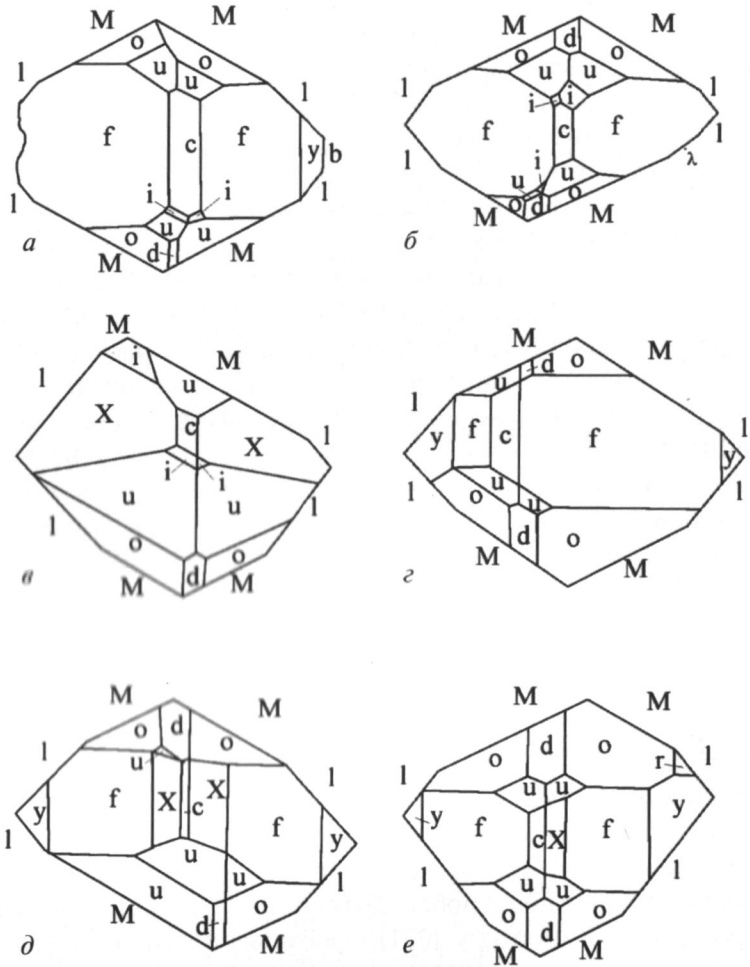


Рис. 3.7. Морфологія кристалів топазу перехідного типу із заноришів

пінакоїда с $\{001\}$ невелика за розмірами. Призма f $\{011\}$ розвинена добре, обидві грані досягають значних розмірів. Грані призми d $\{101\}$ однакові за площею. Форма o $\{111\}$ сформована чотирма приблизно однаковими гранями. Три грані u $\{112\}$ за розмірами більші, ніж o $\{111\}$, а четверта розвинена слабо. Три грані i $\{113\}$ поступаються за розмірами o $\{111\}$ та u $\{112\}$.

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

11. Кристал безбарвний (рис. 3.7, *в*). Розміри за осями: $a = 45$, $b = 65$, $c = 125$ мм. У вертикальному поясі наявні близькі за розмірами грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. В огранці головки беруть участь невелика грань пінакоїда $c \{001\}$, добре розвинені грані призми $X \{023\}$, три великі грані $u \{112\}$, дві середні грані діпіраміди $o \{111\}$, одна велика і одна мала грані $i \{113\}$.

12. Кристал винно-рожевого забарвлення (рис. 3.7, *з*). Розміри за осями: $a = 50$, $b = 70$, $c = 68$ мм. Огранка вертикального поясу визначається призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Загалом вони розвинені однаково, хоча нерівномірно. На головці встановлено пінакоїд $c \{001\}$, призми $f \{011\}$, $d \{101\}$, діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд розвинений слабо. Нерівномірний розвиток призм поясу $[100]$ спричинює асиметричну форму головки. Грань $f \{011\}$ сягає значних розмірів, $u \{021\}$ розвинена слабо, тоді як грань $u \{0\bar{2}1\}$ трохи більша за площею, ніж $f \{0\bar{1}1\}$. Грані призми $d \{101\}$ розвинені неоднаково, форма $o \{111\}$ сформована чотирма різними за розмірами гранями, а $u \{112\}$ лише двома, які поступаються їм за площею. Асиметрична форма головки пов'язана з тим, що приплив флюїдної речовини був спрямований в бік грані $b \{010\}$. Отже, грань $f \{011\}$ росла швидше, ніж $f \{011\}$, що зумовило її слабший розвиток.

13. Індивід видовжений за $[001]$, рожево-коричневого кольору (рис. 3.7, *д*). У вертикальному поясі розвинені всі чотири грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд $c \{001\}$ має вигляд вузької смуги. Всі призми поясу $[100]$ сформовані двома приблизно рівними гранями. Найбільшими є грані $f \{011\}$, а $X \{023\}$ і $u \{021\}$ — приблизно рівні. На головці кристалу наявні обидві грані призми $d \{101\}$. Вони неоднакові за площею. Діпіраміда $o \{111\}$ утворена чотирма добре розвиненими гранями. Три грані форми $u \{112\}$ різко відрізняються за розмірами між собою. Але всі вони розвинені гірше, ніж $o \{111\}$.

14. Прозорий, безбарвний кондиційний кристал (рис. 3.7, *е*). Розміри за осями: $a = 65$, $b = 77$, $c = 132$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M \{110\}$ та $l \{112\}$, які мають приблизно однакову площу. В огранці головки беруть участь $c \{001\}$, $X \{023\}$, $f \{011\}$, $u \{021\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $g \{121\}$. Пінакоїд має вигляд вузької смужки. Аналогічно виглядає і єдина грань $X \{023\}$. Грані

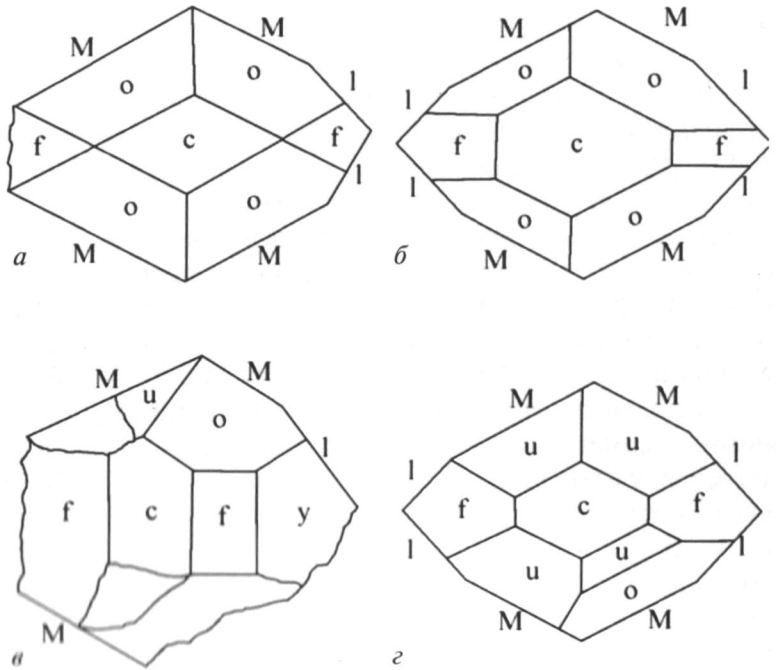


Рис. 3.8. Морфологія найпростіших кристалів топазу ільменського типу із заноришів (дрібні індивіди)

призми $f \{011\}$ сягають значних розмірів. Їм поступаються грані $u \{021\}$. Грані $d \{101\}$ розвинені добре. Діпіраміди $o \{111\}$ та $u \{112\}$ утворені чотирма гранями кожна, але грані $o \{111\}$ розвинені краще. Характерною особливістю кристала є наявність невеликої грані діпіраміди $g \{121\}$.

15. Дрібний індивід, блідо-голубого кольору (рис. 3.8, а). Розміри за осями: $a = 7$, $b = 9$, $c = 8$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані $M \{110\}$ і дві $l \{120\}$. Частина індивіду обломана паралельно грані $b (010)$. На головці наявна невелика грань $c \{001\}$, дві грані $f \{011\}$, чотири грані діпіраміди $u \{112\}$. Всі вони розвинені рівномірно.

16. Блідо-голубий індивід (рис. 3.8, в). Розміри за осями: $a = 15$, $b = 18$, $c = 8$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

$M\{110\}$ та дві $l\{120\}$. Частина індивіда обломана паралельно $b(010)$. Грань $M(110)$ опукла і переходить в $l(120)$ поступово. На головці встановлені грані $c\{001\}$, $f\{011\}$, $u\{021\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$. Їхнє співвідношення видно з рисунку. Грань $f(0\bar{1}1)$ покрита узором досить рельєфних, спрямованих гострою вершиною в бік пінакоїда $c(001)$ трикутних заглиблень. Грань $u(\bar{1}\bar{1}2)$ сильно розчинена, покрита грубими напливами.

17. Кристал стовпчастого обриса завдяки добре розвиненим граням призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$ (рис. 3.9, б). Колір рожево-коричневий. Грані помітно кородовані і матові. Головка кристала має відносно просту огранку: $c\{001\}$, $X\{023\}$, $f\{011\}$, $u\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$. Форми $u\{021\}$, $X\{023\}$ і $d\{101\}$ сформовані лише відносно гранню. Уявлення про відносний розвиток граней надає рис. 3.9, б.

18. Кристал голубого кольору вагою 30 кг (рис. 3.9, в). У вертикальному поясі добре розвинені всі чотири грані призми $M\{110\}$, а також дві грані призми $l\{120\}$, які дещо поступаються за розмірами $M\{110\}$. На головці кристалу встановлені такі грані: $c(001)$, $X\{023\}$, $f\{011\}$, $u\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $f\{225\}$, $i\{113\}$. У поясі $[100]$ найрозвиненішими є грані призми $M\{110\}$, що мають неоднакові розміри. Їм поступаються за площею грані $X\{023\}$, які також розвинені неоднаково. Найменші за площею грані $u\{021\}$. Грань пінакоїда $c\{001\}$ має проміжні розміри між двома гранями $X\{023\}$. У поясі $[010]$ розвинені тільки грані призми $d\{101\}$. Ромбічні дівіраміди на кристалі сформовані формами $o\{111\}$, $f\{225\}$ та $i\{113\}$. Грані цих форм мають різні розміри. Найрозвиненіші грані $o\{111\}$. Їм поступаються за розмірами $f\{225\}$. На кристалі встановлена одна невелика грань $i(113)$. На місці сусідньої грані спостерігається поверхня розчинення. Частково розчинені грані $o(111)$, $o(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ та $d(101)$.

19. Кристал безбарвний (рис. 3.9, г). Розміри за $a = 60$, $b = 110$, $c = 110$ мм. Вертикальний пояс огранений призмами $M\{110\}$ та $l\{120\}$. Всі чотири грані кожної призми розвинені добре. Грані $M\{110\}$ переважають над $l\{120\}$. На головці розвинені грані пінакоїда $c\{001\}$, призм $X\{023\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, дівірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Пінакоїд розвинений добре. Призма $f\{011\}$ сягає

3. Топаз Волинського родовища

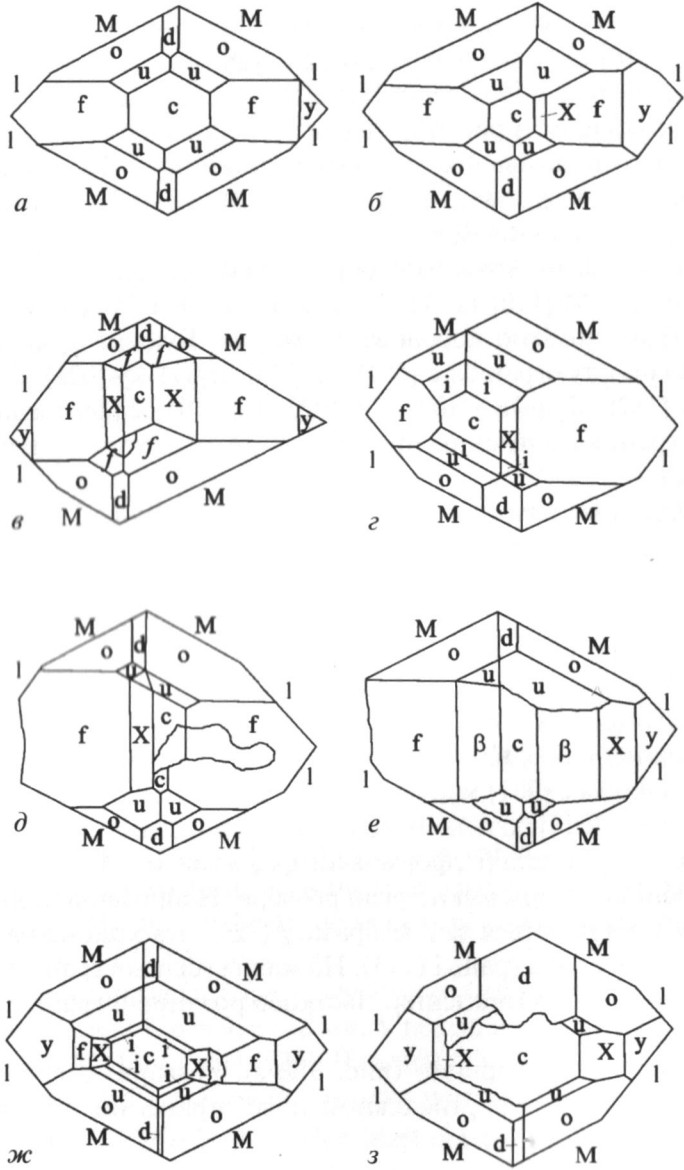


Рис. 3.9. Морфологія кристалів топазу ільменського типу (багатогранні індивіди із занорщів)

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

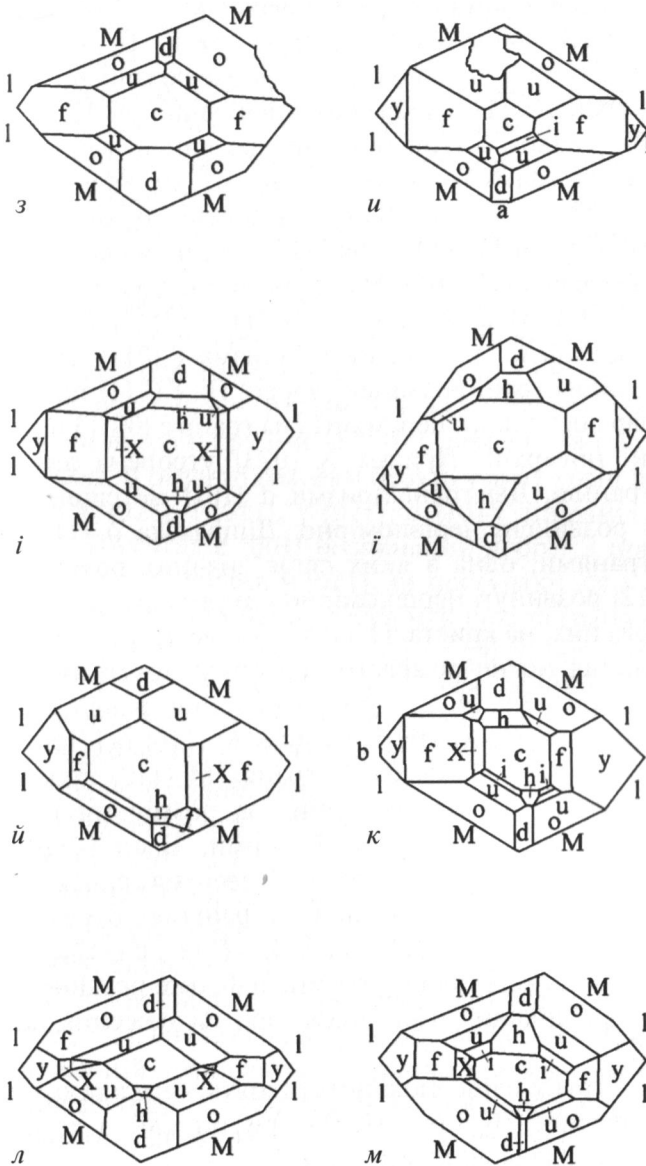


Рис. 3.9 (закінчення). Морфологія кристалів топазу ільменського типу (багатоогранені індивіди із заноришів)

значних розмірів. Грані цієї призми неоднакові. Призми $X \{023\}$ і $d \{101\}$ сформовані лише однією гранню кожна. Ці грані розвинені добре. Форма $o \{111\}$ утворена трьома добре розвиненими гранями. З чотирьох граней $u \{112\}$ добре розвинені лише дві. Це стосується й грані $i \{113\}$. Загалом всі три діпіраміди розвинені майже однаково.

20. Кристал голубого кольору (рис. 3.9, *д*). Розміри за осями: $a = 280$, $b = 280$, $c = 150$ мм. В огранці вертикального поясу беруть участь чотири грані $M \{110\}$ і три $l \{120\}$. Кристал відламаний площиною, паралельною $b (0\bar{1}0)$. На головці кристала розвинені грані $s \{001\}$, $X \{023\}$, $f \{011\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, і $i \{113\}$. Грань пінакоїда $s \{001\}$ розділена на дві частини. Призма $f \{011\}$ сягає значних розмірів. Обидві грані розвинені добре. На $f (011)$ простежується товстий шар росту, який переходить на грань $s \{001\}$ і розділяє її на дві нерівні поверхні. Призма $X \{023\}$ утворена лише однією вузькою гранню. Дві грані призми $d \{101\}$ не сягають значних розмірів і розвинені нерівномірно. Діпіраміда $o \{111\}$ утворена чотирма гранями, одна з яких сягає значних розмірів. Чотири грані $u \{112\}$ розвинуті нерівномірно і за розмірами поступаються $o \{111\}$. Крім них, на кристалі виявлено невелику грань $i (\bar{1}13)$.

21. Кристал ніжно-рожевого кольору з помітними ознаками розчинення (рис. 3.9, *е*). Ступінь розчинення граней різна. У вертикальному поясі розвинуті грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, причому перші домінують за площею. На гранях $M \{110\}$ простежуються сліди розчинення у вигляді різних за розмірами і порівняно неглибоких каверн неправильної форми. Грані $l \{120\}$ покриті чіткою і досить грубою штриховкою. Поверхня граней обох призм матова. На головці кристалу розвинуті грані простих форм: $s \{001\}$, $\beta \{012\}$, $X \{023\}$, $y \{021\}$, $f \{011\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$.

Практично на всіх гранях розвинені форми розчинення:

$s \{001\}$ – суцільний узор розмаїтих, видовжених паралельно $[010]$ ямок;

$\beta \{012\}$ – групи еліпсоподібних піднять, серед яких окремі мають чотиригранну будову. Ці фігури опуклі, з тонкоблоковою будовою, субпаралельні довгій вісі $[010]$;

$X \{023\}$ – групи різних за розмірами еліпсоподібних утворень, дещо видовжених паралельно $[100]$;

у $\{021\}$ – система рельєфних еліпсоподібних утворень, перпендикулярних видовженням ребру x/y ;

f $\{011\}$ – узор досить рельєфних, спрямованих гострою вершиною в бік пінакоїда с $\{001\}$, трикутних заглиблень;

о $\{111\}$ – короткі дископодібні заглиблення, перпендикулярні ребру і розташовані групами;

и $\{112\}$ – найрозчиненіші грані, покриті грубою блоковою скульптурою.

Всередині кристала простежуються мітлоподібні включення флюориту, які скеровані розширеною частиною до грані f $\{011\}$.

22. Кристал блідо-голубого кольору (рис. 3.9, *є*). Розміри за осями: $a = 90$, $b = 130$, $c = 100$ мм. На вертикальному поясі добре розвинені чотири грані призми М $\{110\}$; грані l $\{120\}$ поступаються їм за розмірами. В огранці головки беруть участь грані пінакоїда с $\{001\}$, призм Х $\{023\}$, f $\{011\}$, у $\{021\}$, d $\{101\}$, діпірамід о $\{111\}$, и $\{112\}$, і $\{113\}$. Пінакоїд с $\{001\}$ розвинений добре. З призм поясу $\{100\}$ найбільшою є призма у $\{021\}$, їй поступаються f $\{011\}$ та Х $\{023\}$. Грань Х $\{023\}$ розчинена і ребра між нею та гранями и $\{112\}$, и $\{112\}$, f $\{011\}$ нечіткі. Призма d $\{101\}$ не сягає значних розмірів. Діпіраміда о $\{111\}$ сформована чотирма великими гранями. Чотири грані діпіраміди и $\{112\}$ значно відрізняються між собою за розмірами. Найменшими з діпірамід є чотири грані і $\{113\}$.

23. Кристал безбарвний (рис. 3.9, *ж*). Розміри за осями: $a = 80$, $b = 140$, $c = 120$ мм. В огранці вертикального поясу беруть участь грані призм М $\{110\}$ та l $\{120\}$, з яких грані М $\{110\}$ розвинені краще. На гранях l $\{120\}$ трапляється вертикальна штриховка. На головці кристала розвинені грані пінакоїда с $\{001\}$, призм Х $\{023\}$, у $\{021\}$, d $\{101\}$, діпірамід о $\{111\}$, и $\{112\}$. Грань с $\{001\}$ має значні розміри. Внаслідок природного розчинення чітке ребро між с $\{001\}$ та гранями и $\{112\}$, и $\{112\}$ і d $\{101\}$ не простежується. Грань Х $\{023\}$ розчинена. На ній трапляються напливи і черепитчаста скульптура. За площею грані Х $\{023\}$ та у $\{021\}$ приблизно однакові. Грань d $\{101\}$ значно більша від d $\{101\}$. Діпіраміда о $\{111\}$ розвинена значно краще, ніж и $\{112\}$. Обидві форми утворені чотирма гранями. Окремі грані о $\{111\}$ та и $\{112\}$ мають блокову будову і ребро між ними не фіксується. Між гранями Х $\{023\}$ та и $\{112\}$ ребро розчинене.

24. Великий безбарвний індивід (рис. 3.9, з). Розміри за осями: $a = 70$, $b = 140$, $c = 90$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані $M \{110\}$, та, дещо менші, три грані $l \{120\}$. Грань $l (\bar{1}20)$, очевидно, відламана. Головку формують велика грань пінакоїда $c \{001\}$, призм $f \{011\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$. Всі форми утворені повним комплектом граней (якщо не брати до уваги, що індивід одноголовий). Грані $o \{111\}$ розвинені помітно краще, ніж $u \{112\}$. Грань $d (101)$ значно більша, ніж $d (\bar{1}01)$.

25. Безбарвний, каламутний індивід (рис. 3.9, *u*). Розміри за осями: $a = 90$, $b = 130$, $c = 40$ мм. У вертикальному поясі чотири грані призми $M \{110\}$ розвинені дещо краще від аналогічних $l \{120\}$. Головку формують пінакоїд $c \{001\}$, призми $f \{011\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Форма $i \{113\}$ сформована лише однією гранню $i (113)$. Грані $o (\bar{1}\bar{1}1)$ та $d (\bar{1}01)$ напевно були на кристалі, але розчинилися. Всі решта форми сформовані всіма гранями.

26. Кристал двохколірний (рис. 3.9, *i*). Розмір по $c = 155$ мм. Периферія забарвлена в рожевий колір, центральна частина – у голубий. Вертикальний пояс огранений призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Чотири грані $M \{110\}$ за розмірами більші від граней $l \{120\}$. Грані однієї і тієї ж простої форми розвинені нерівномірно. На головці кристала наявні грані пінакоїда $c \{001\}$, призми $f \{011\}$, $X \{023\}$, $y \{021\}$, $h \{103\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд розвинений добре. Грань матова через розчинення. Призма $f \{011\}$ та $y \{021\}$ сформовані двома гранями кожна, $X \{023\}$ – лише однією. Грань $f (0\bar{1}1)$ сягає значних розмірів, а $f (011)$ – незначних і вузька. Для граней $y \{021\}$ простежується зворотня картина. Грань $X (0\bar{2}3)$ розвинена слабко. З призм поясу $[010]$ $d \{101\}$ домінує над $h \{103\}$. Грані $d (\bar{1}01)$ і $h (\bar{1}03)$ розвинені краще, ніж $h (103)$ і $d (101)$. Чотири грані $o \{111\}$ мають різні розміри.

27. Кристал безбарвний (рис. 3.9, *ї*). Розміри за осями: $a = 80$, $b = 100$, $c = 95$ мм. У вертикальному поясі добре розвинені всі чотири грані обох призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Вони мають приблизно однакові розміри. На головці зафіксовані грані пінакоїда $c [001]$, призм $f \{011\}$, $y \{021\}$, $h \{103\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$ і $u \{112\}$. Грань пінакоїда $c \{001\}$ має значні розміри. Йому поступаються

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

призми $f\{011\}$, ще меншими є грані $u\{021\}$. Типовою особливістю кристала є добре розвинені грані призми $h\{103\}$. За розмірами вони трохи більші від граней $d\{101\}$. Діпіраміда $o\{111\}$ сформована трьома гранями. Вони розвинені рівномірно, тоді як чотири грані діпіраміди $u\{112\}$ між собою значно відрізняються за розмірами.

28. Кристал прозорий, безбарвний (рис. 3.9, *й*). Розміри за осями: $a = 50$, $b = 70$, $c = 55$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані $M\{110\}$ та $l\{120\}$. За розмірами форма $M\{110\}$ значно переважає. Кожна призма сформована чотирма гранями. В огранці головки беруть участь: пінакоїд $c\{001\}$, призми $f\{011\}$, $X\{023\}$, $u\{021\}$, $h\{103\}$, $d\{101\}$, діпіраміди $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$, $f\{225\}$. Пінакоїд розвинений добре. Призма $f\{011\}$ утворена двома гранями: $f(011)$ розвинена значно краще, ніж $f(0\bar{1}1)$. Форми $X\{023\}$ і $u\{021\}$ представлені лише однією гранню, невеликою за розмірами. З граней $o\{111\}$ наявна лише $o(\bar{1}11)$ середніх розмірів. Це стосується форми $i\{113\}$, лише грань $i(\bar{1}\bar{1}3)$ менша, ніж $o(\bar{1}\bar{1}1)$ та $u(112)$. Дві грані добре розвинені, єдина грань $f(225)$ також розвинена відносно непогано. Призма $d\{101\}$ сформована двома широкими гранями, $h\{103\}$ – однією слабко розвиненою.

29. Кристал безбарвний (рис. 3.9, *к*). Розміри по $c = 155$ мм. В поясі $[001]$ добре розвинені всі чотири грані призми $M\{110\}$ та $l\{120\}$, а також встановлені дуже малі грані пінакоїда $b\{010\}$. Призма $M\{110\}$ загалом дещо переважає над $l\{120\}$. Головка кристала огранена пінакоїдом $c\{001\}$, ромбічними призмами $X\{023\}$, $f\{011\}$, $u\{021\}$, $h\{103\}$, $d\{101\}$, діпірамідами $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Пінакоїд $c\{001\}$ розвинений добре. З призми поясу $[100]$ найбільшою є призма $f\{011\}$, потім $u\{021\}$, найменша – $X\{023\}$. Одна грань призми $f\{011\}$ значно переважає над іншою. Разом з наявністю лише однієї грані $X(023)$ це зумовлює асиметричний вигляд головки. В поясі $[010]$ призма $d\{101\}$ переважає за розмірами над $h\{103\}$, причому грані обох розвинені неоднаково. Діпіраміда $o\{111\}$ сформована чотирма рівномірно розвиненими гранями. Всі грані $u\{112\}$ за розмірами неоднакові. Дві грані $i\{113\}$ розвинені слабко.

30. Великий індивід (рис. 3.9, *л*). Розміри за осями: $a = 110$, $b = 180$, $c = 120$ мм. У вертикальному поясі розвинені всі грані

призми $M \{110\}$ та помітно менші грані $l \{120\}$. На головці наявні порівняно велика грань пінакоїда $c \{001\}$, призми $X \{023\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $h \{103\}$, $d \{101\}$, діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$. В поясі $[100]$ найкраще розвинені грані $f \{011\}$, потім $y \{021\}$ та $X \{023\}$. Призма $d \{101\}$ утворена двома гранями, з яких (101) помітно більша. Форма $h \{103\}$ наявна у вигляді вузької грані (103) . Діпіраміда $o \{111\}$ більша, ніж $u \{112\}$. Аналіз огранки кристала в цілому свідчить, що він тривалий час ріс у помірно пересиченому розчині, що зумовило його великі розміри і багату морфологію. Розвиток граней кожного поясу ідеально корелюється з розрахунками ретикулярної густини.

31. Гігантський багатоогранений індивід (рис. 3.9, *м*). Розміри за осями: $a = 100$, $b = 160$, $c = 275$ мм. Вертикальний пояс сформований чотирма гранями $M \{110\}$, чотирма меншими гранями $l \{120\}$. На головці наявні: пінакоїд $c \{001\}$, призми $X \{023\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $h \{103\}$, $d \{101\}$, діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Більшість форм, крім $X \{023\}$ та $i \{113\}$, сформована всіма гранями. Кристал ріс за помірного пересичення в умовах рівномірного припливу флюїдної речовини. Симетрія середовища відповідала симетрії конуса $L_{\infty} \propto P$.

32. Унікальний кристал з рідкісними формами, частково оббитий і розчинений паралельно $b (010)$ (рис. 3.10, *а*). Індивід прозорий, безбарвний. Розміри за осями: $a = 42$, $b = 75$, $c = 70$ мм. У вертикальному поясі наявні дві грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$, причому останні більші за розмірами. На головці, крім поширених форм $c \{001\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, встановлені $\sigma \{201\}$, $\epsilon \{114\}$, $\gamma \{232\}$. Цікавими є фігури розчинення. На $o \{111\}$ вони мають вигляд видовжених, неправильних трикутних, а на $u \{112\}$ – неправильних овальних заглиблень.

33. Кристал блідо-голубий, майже безбарвний (рис. 3.10, *б*). Розміри за осями: $a = 23$, $b = 30$, $c = 20$ мм. Вертикальний пояс огранений призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Кожна призма сформована трьома гранями. На них простежується вертикальна штриховка. Частина кристалу відламана. На головці зафіксовані грані: $c \{001\}$, $X \{023\}$, $o \{111\}$, серед яких домінує пінакоїд. Грані призми $X \{023\}$ поступаються йому за розмірами. Грань $y (021)$ дуже мала.

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

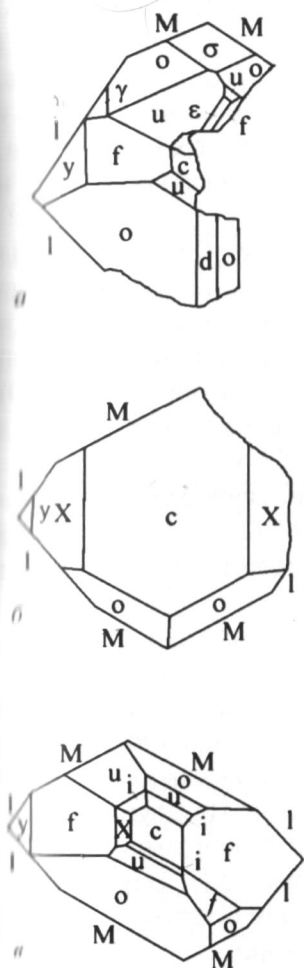


Рис. 3.10. Морфологія кристалів топазу із заноришів з нетиповою огранкою

Діпіраміда $o \{111\}$ сформована двома невеликими гранями. Кристал покритий дрібними ямками розчинення. Індивід з одного боку обмежений індукційними поверхнями.

34. Кристал безбарвний (рис. 3.10, в). Розміри за осями: $a = 24$, $b = 47$, $c = 27$ мм. У вертикальному поясі розвинуті чотири грані призми $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Загалом грані $M \{110\}$ за величиною переважають над $l \{120\}$. В огранці головки беруть участь пінакоїд $c \{001\}$, призми $X \{023\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $f \{225\}$, $i \{113\}$. Грань $c (001)$ невелика за площею і покрита фігурами розчинення у вигляді дрібних ямок. З призми поясу $[100]$ найкраще розвинена $f \{011\}$. Її грані покриті напливами трикутної форми. Призми $X \{023\}$ та $y \{021\}$ утворені однією гранню кожна. З діпірамід найкраще розвинена $o \{111\}$. Вона представлена трьома гранями, що мають різні розміри і покриті фігурами розчинення у вигляді жолобів, паралельних видовженню $[100]$. Форми $u \{112\}$ та $i \{113\}$ теж утворені трьома гранями, з них $u \{112\}$ розвинена краще. Крім того, на головці ще встановлена одна грань $f (225)$. Пригнуті ребра кристалу можна трактувати як рідкісні грані $\{236\}$ і $\{123\}$.

35. Паралельний зросток із трьох безбарвних індивідів різного розміру (рис. 3.11, а). Розміри за осями: $a = 40$, $b = 65$, $c = 65$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призми $M \{110\}$ і $l \{120\}$.

На першому індивіді наявні три грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$. На його головці встановлені грані $s \{001\}$, $f \{011\}$, $u \{021\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, і $i \{113\}$. Частина головки розчинена. Пінакоїд розвинений добре. Дві грані призми $f \{011\}$ приблизно однакові за площею. Грань $u \{021\}$ поступається їм. Діпіраміди утворені двома гранями кожна, решта граней, напевно, розчинені. Найбільшими є $o \{111\}$, потім $u \{112\}$ та $i \{113\}$.

На другому індивіді встановлені грані призми $f \{011\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, і $i \{113\}$. Грань $f \{011\}$ має середні розміри. Вона зростається з гранню $M (\bar{1}\bar{1}0)$ першого індивіду. Діпіраміди утворені лише однією гранню кожна. За площею вони приблизно однакові між собою. Грань $i \{113\}$ зростається з гранню $M (110)$ першого індивіда. Грань $l \{120\}$ другого індивіду зростається з гранню $M (110)$ першого.

На третьому індивіді встановлені лише грані вертикального поясу $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Грані $M (110)$ і $M (\bar{1}\bar{1}0)$ є спільними з першим індивідом. На головці грані неможливо індексувати внаслідок дуже слабкого їх розвитку.

36. Паралельний зросток двох безбарвних індивідів (рис. 3.11, б). Розміри за осями: $a = 45$, $b = 45$, $c = 50$ мм. У вертикальному поясі зросток огранений двома гранями призми $M \{110\}$ і трьома $l \{120\}$. Частина зростку відламана. Головка є спільною для двох індивідів. На першому індивіді розвинені лише грані призми $f \{011\}$, які значно розрізняються за розмірами. На другому встановлені грані пінакоїду $s \{001\}$, призми $d \{101\}$ і діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд не сягає значних розмірів. Грань $d \{101\}$ фіксується досить чітко. Три грані форми $o \{111\}$ розвинені більш-менш однаково. Єдина грань $u \{112\}$ має дуже малі розміри.

37. Кристал блідо-голубого кольору вагою 26,3 кг (рис. 3.11, в). Поверхня граней матова внаслідок природного розчинення. На головці видно, що кристал є паралельним зростком трьох індивідів, які розділені чіткими східцями, що поступово виклинюються. У вертикальному поясі розвинені всі чотири грані призм $M \{110\}$ і $l \{120\}$, причому перші розвинені найбільше. Між цими гранями встановлено лише одну грань призми $\lambda (470)$. Головка кристала утворена гранями: $s \{001\}$, $f \{011\}$, $X \{023\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$,

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

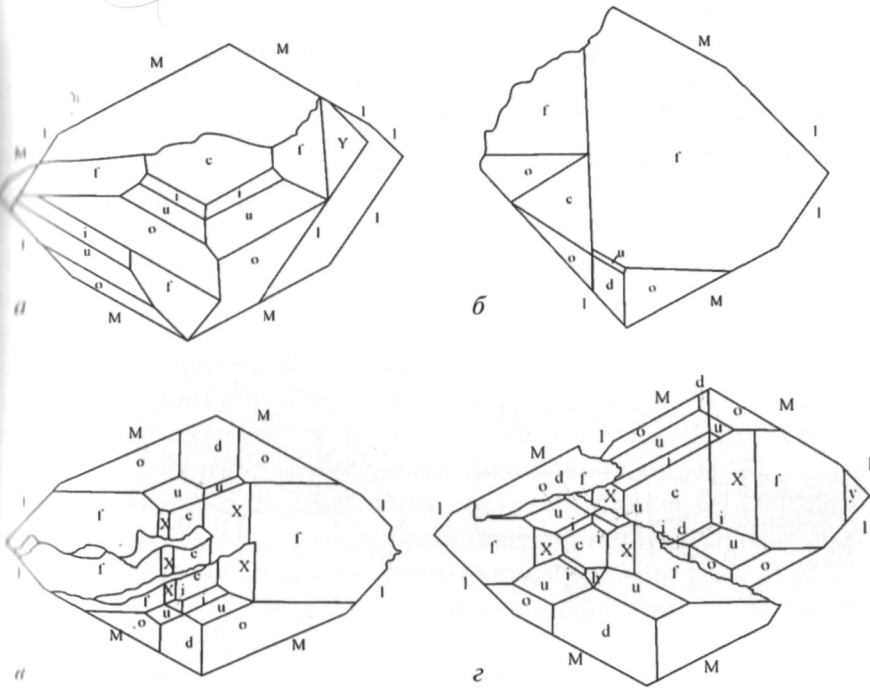


Рис. 3.11. Морфологія зростків індивідів топазу із заноришів

$l \{113\}$, $d \{101\}$. Найкраще розвинені грані призми $f \{011\}$, їм поступаються за розмірами грані діпіраміди $o \{111\}$ і пінакоїда $c \{001\}$. Грані діпірамід $u \{112\}$, $i \{113\}$, призм $d \{101\}$ і $X \{023\}$ відзначаються близькими розмірами.

38. Паралельний зросток двох індивідів блідо-голубого кольору (рис. 3.11, г). Поверхня граней матова внаслідок природного розчинення. На обох індивідах у вертикальному поясі розвинені грані призм $M \{110\}$ і $l \{120\}$. Загалом грані $M \{110\}$ відзначаються кращим розвитком, ніж грані $l \{120\}$. На головці першого індивіда розвинені грані $c \{001\}$, $f \{011\}$, $X \{023\}$, $d \{101\}$, $h \{103\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Серед них найбільшими є грані діпіраміди $o \{111\}$. Добре розвинені грані призм $f \{011\}$, $d \{101\}$ і $X \{023\}$, діпіраміди $u \{112\}$, а також пінакоїда $c \{001\}$. Підпорядковане значення мають грані діпіраміди $i \{113\}$ та призми $h \{103\}$. На другому індивіді

3. Топаз Волинського родовища

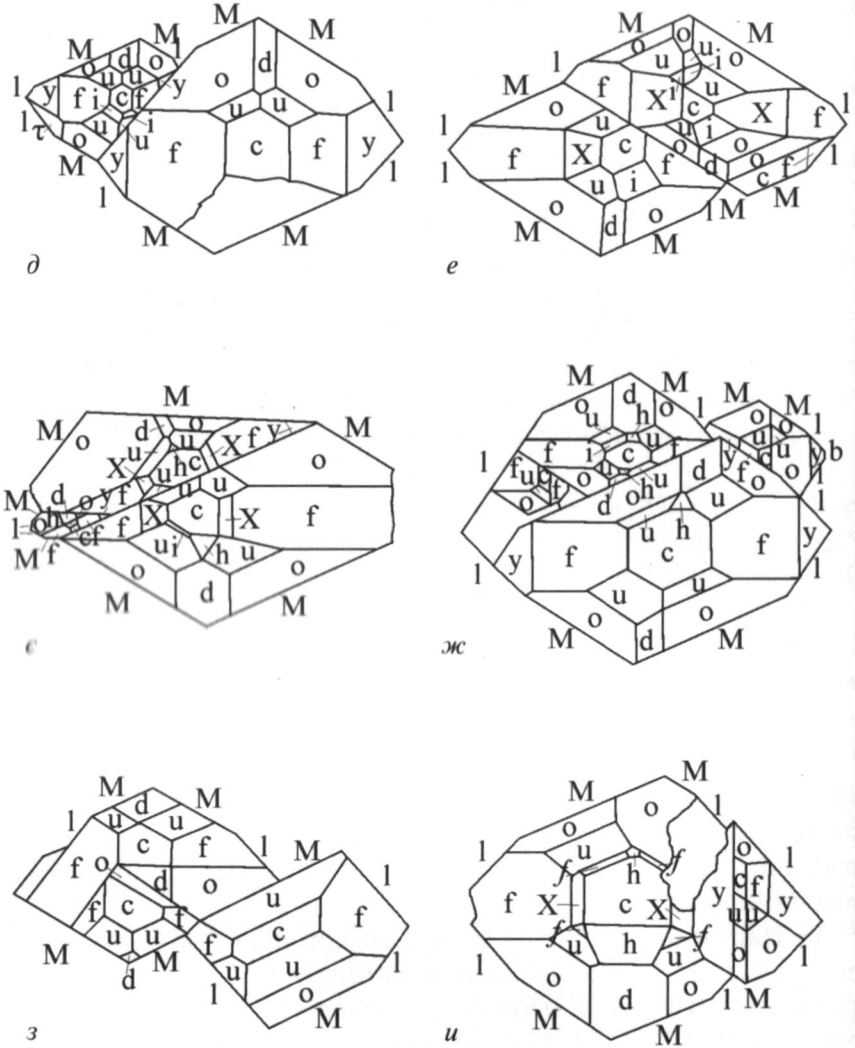


Рис. 3.11 (закінчення). Морфологія зростків індивідів топазу із заноришів

наявні ті самі грані, що і на першому, за винятком $h \{103\}$. Крім того, до них приєднується ще грань $u \{021\}$. До найбільш розвинених граней тут належать $f \{011\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $X \{023\}$, а також $o \{111\}$.

39. Зросток двох індивідів (рис. 3.11, *д*). Перший дещо більший за розмірами, проте морфологія його бідніша. Сумарні розміри за осями: $a = 110$, $b = 180$, $c = 160$ мм. У вертикальному поясі обидвох індивідів наявні грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Співвідношення видно на рисунку. На головці першого індивіда добре розвинені грані пінакоїду $c \{001\}$, призм $f \{011\}$ (дві грані), $u \{021\}$ (дві грані), $d \{101\}$ (одна грань), діпірамід $o \{111\}$ (дві грані), $i \{112\}$ (дві грані). На другому меншому індивіді, крім згаданих вище, наявні діпіраміди $i \{113\}$ та рідкісна $\tau \{131\}$. Відносний розвиток граней та характер зростання видно на рис. 3.11, *д*.

40. Гігантський зросток двох індивідів, близьких за розмірами (рис. 3.11, *е*). Сумарні розміри за осями: $a = 170$, $b = 280$, $c = 180$ мм. У вертикальному поясі обох індивідів наявні грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Як і на більшості великих кристалів, грані $M \{110\}$ більші за розмірами. Це досить логічно, оскільки форма $M \{110\}$ має більшу ретикулярну густину і росте повільніше. На головках обох індивідів встановлено ті самі прості форми: $c \{001\}$, $f \{011\}$, $X \{023\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Співвідношення розмірів та характер зростання видно на рис. 3.11, *е*.

41. Зросток трьох індивідів, різних за розмірами (рис. 3.11, *є*). У вертикальному поясі виявлено грані ромбічних призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, причому грані $M \{110\}$ розвинені краще. Частина кристала відламана вздовж площини, близької до $b (010)$. На головці першого найбільшого індивіда розвинені грані пінакоїду $c \{001\}$, призм $X \{023\}$, $f \{011\}$, $h \{103\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Пінакоїд має середні розміри. Призма $f \{011\}$ розвинена значно краще, ніж $X \{023\}$. Грані призми $X \{023\}$ розвинені рівномірно, $f (0\bar{1}1)$ поступається за розмірами $f (011)$, тому що вона зростається з найменшим третім індивідом. Призма $d \{101\}$ розвинена краще, ніж $h \{103\}$. Кожна з цих форм представлена однією гранню. З діпірамід найбільші розміри має $o \{111\}$ (3 грані), далі йдуть $u \{112\}$ (4 грані) та $i \{113\}$ (1 грань). Грані $o (111)$, $u (\bar{1}12)$, $u (1\bar{1}2)$, $X (0\bar{2}3)$, $f (0\bar{1}1)$ першого індивіду зростаються з другим індивідом, $f (011)$ – з третім. Другий індивід неможливо повністю проміряти. На його головці виявлені грані $c \{001\}$, $u \{112\}$, $o \{111\}$, $d \{101\}$, ймовірні грані $f \{011\}$, $X \{023\}$, $u \{021\}$, $h \{103\}$. Пінакоїд

зростається з першим індивідом, тому його розміри невеликі. Одна грань призми $d \{101\}$ розвинена добре. Серед діпірамід $o \{111\}$ домінує над $u \{112\}$. Третій індивід виміряти неможливо, можна лише припускати наявність тих самих граней, що на другому.

42. Зросток чотирьох, можливо, п'яти індивідів (рис. 3.11, ж). Розміри за осями: $a = 110$, $b = 220$, $c = 145$ мм. У вертикальному поясі всіх індивідів наявні призми $M \{110\}$, $l \{120\}$, з яких $M \{110\}$ розвинена дещо краще, та вузька грань пінакоїда $b \{010\}$, зафіксована на третьому за розмірами кристалі. На головці першого індивіда наявні форми: $c \{001\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, $h \{103\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$. Грані пінакоїда $c \{001\}$ і призми поясу $[100]$ розвинені однаково добре, що дає змогу віднести цей кристал до ільменського типу. На другому індивіді наявні: $c \{001\}$, $f \{011\}$, $d \{101\}$, $h \{103\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$, на третьому – $f \{011\}$, $y \{021\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, на четвертому – $c \{001\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, на можливому п'ятому грані відсутні.

43. Зросток чотирьох безбарвних індивідів (рис. 3.11, з). Розміри за осями: $a = 40$, $b = 80$, $c = 80$ мм. Два індивіди приблизно однакові, третій поступається за розмірами, четвертий – найменший. В огранці вертикального поясу першого індивіда беруть участь дві грані $M \{110\}$ та чотири $l \{120\}$. На головці наявні грані пінакоїда $c \{001\}$, призми $f \{011\}$, діпірамід $o \{111\}$ та $u \{112\}$. Пінакоїд розвинений добре. Дві грані $f \{011\}$ різні за розмірами. Форма $o \{111\}$ представлена лише гранню $o (111)$, $u \{112\}$ – трьома різними за розмірами гранями. Грань $M (\bar{1}\bar{1}0)$ першого індивіду зростається з $o (111)$ другого, грань $l (\bar{1}\bar{2}0)$ першого – з $f (011)$ третього. У вертикальному поясі другого індивіду розвинені дві грані форми $M \{110\}$ і дві $l \{120\}$. Грань $l (\bar{1}\bar{2}0)$ зростається з головкою четвертого індивіда. На головці другого індивіда встановлено грані $c \{001\}$, $f \{011\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд має середні розміри, $f \{011\}$ представлена двома добре розвиненими гранями. Грань $f (0\bar{1}1)$ зростається з $l (\bar{1}\bar{2}0)$ третього індивіда. Обидві грані призми $d \{101\}$ присутні на кристалі, причому $d (101)$ зростається з $M (\bar{1}\bar{1}0)$ третього індивіда. З граней діпіраміди $u \{112\}$ наявні дві. Єдина грань $o (111)$ зростається з $M (\bar{1}\bar{1}0)$ третього індивіда. Вертикальний пояс третього індивіда обмежений трьома гранями $M \{110\}$ і

44. Паралельний зросток двох індивідів, суттєво різних за розмірами (рис. 3.11, *у*). У вертикальному поясі обох індивідів наявні лише грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$. На головці більшого індивіда встановлено грані $s \{001\}$, $X \{023\}$, $f \{011\}$, $u \{021\}$, $d \{101\}$, $h \{103\}$, $o \{111\}$, $i \{112\}$, $f \{225\}$. Пінакоїд $s \{001\}$ розвинений добре. Грані призми $X \{023\}$ невеликі, $f \{011\}$ та $u \{021\}$ сформовані однією добре розвиненою гранню кожна. З призм $\{h0l\}$ наявні велика грань $d \{101\}$ та дві грані $h \{103\}$, які значно розрізняються за розмірами. З діпірамід найкраще розвинені чотири грані $f \{225\}$. На другому меншому індивіді зафіксовані невеликі грані форм $s \{001\}$, $f \{011\}$, $u \{021\}$, $o \{111\}$, $i \{112\}$. Грань $u \{021\}$ першого індивіда зростається з гранню $b \{010\}$ другого.

45. Уламок кристала. Прозорий, безбарвний, кондиційний. Розміри за осями: $a = 42$, $b = 75$, $c = 45$ мм. У поясі $[001]$ розвинено чотири грані: пінакоїд $b \{010\}$, призми $\{160\}$, $\{410\}$, $\{hk0\}$. В огранці головки беруть участь 12 граней, що не індексуються. На гранях кристала наявні фігури розчинення у вигляді круглих ямок, маленьких рівносторонніх та витягнутих рівнобедрених трикутників. Пінакоїд $b \{010\}$ вкритий вертикальною штриховкою.

Характерні представники морфологічно спотворених кристалів топазу із заноришів – знімки кристалів під кутом і зверху разом з їхніми ортогональними проекціями наведено на рис. 3.12.

Характеристика морфології окремих кристалів із зон вилуговування. 1. Двохголовий індивід ізометричного обрису, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *а*). У вертикальному поясі наявні грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$, які розвинені однаково. На головці переважають грані призми $f \{011\}$, до яких приєднуються діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, і $i \{113\}$. Всі вони розвинені слабо.

2. Індивід двоголовий, стовпчастий, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *б*). У вертикальному поясі встановлені грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, приблизно однакові за розмірами. На головці домінує призма $f \{011\}$. Менше значення мають грані призми $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, і $i \{113\}$.

3. Індивід двоголовий, обрис стовпчастий, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *в*). У вертикальному поясі розвинені призми $M \{110\}$ та $l \{120\}$. За розмірами переважає грань $M \{110\}$. Огранку

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

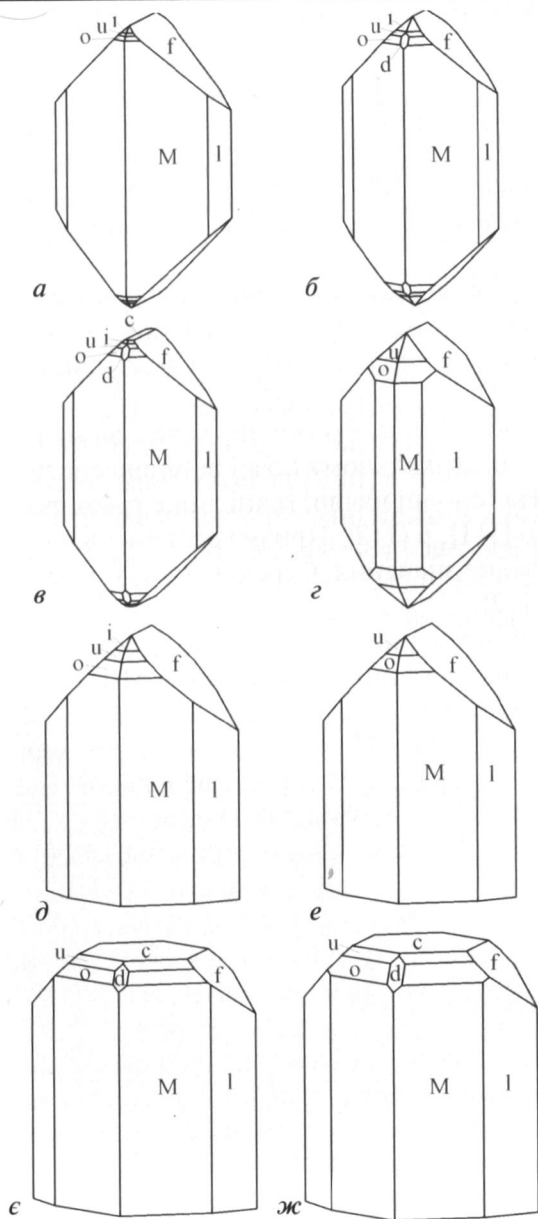


Рис. 3.13. Морфологія кристалів топазу із зон вилугування

головки формують пінакоїд $c \{001\}$ та призма $f \{011\}$, яким підпорядковані діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$, з яких найкраще розвинена $o \{111\}$.

4. Індивід двоголовий, майже ізометричний, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *з*). У поясі $[001]$ розвинені грані призм $M \{110\}$ та більші за розмірами $l \{120\}$. В огранці головки домінує призма $f \{011\}$. До неї приєднуються невеликі за площею грані діпірамід $o \{111\}$ та $u \{112\}$.

5. Кристал одноголовий, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *д*). Грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$ наявні у вертикальному поясі. На головці добре розвинені грані призми $f \{011\}$, їм поступаються за розмірами діпіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$.

6. Індивід одноголовий, прозорий, безбарвний (рис. 3.13, *е*). Огранка бідна. У вертикальному поясі встановлені грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. На головці наявні грані лише трьох форм: призми $f \{011\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$. Призма розвинена добре. Діпіраміди мають другорядне значення. Серед них $o \{111\}$ має дещо більші розміри, ніж $u \{112\}$.

7. Безбарвний, прозорий, одноголовий індивід (рис. 3.13, *є*). У вертикальному поясі розвинені грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$. На головці встановлені грані пінакоїда $c \{001\}$, призм $f \{011\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд розвинений добре. Значних розмірів сягає $f \{011\}$. Грані $d \{101\}$ розвинені добре. Грані діпірамід $o \{111\}$ та $u \{112\}$ приблизно однакові за площею.

8. Прозорий, безбарвний, одноголовий індивід (рис. 3.13, *ж*). Вертикальний пояс обмежений призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$. В огранці головки беруть участь $c \{001\}$, $f \{011\}$, $d \{101\}$, $u \{112\}$, $o \{111\}$. Пінакоїд середніх розмірів. Грані $f \{011\}$ розвинені добре, грані $d \{101\}$ – середніх розмірів. Форма $o \{111\}$ розвинена значно краще, ніж $u \{112\}$.

Наведені вище конкретні результати дослідження кристаломорфології волинського топазу, які в майбутньому можуть стати вагомою складовою частиною майбутнього «Атласу» українського топазу, узагальнено нижче.

Кристали топазу в заноришах наростають, як вже зазначалося, найчастіше на субстрат із кварцу і топазу (Е.К. Лазаренко и др.,

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

1973). Крім того, нами знайдено кристали топазу в альбіті та в інших мінералах (рис. 3.14 – 3.16).

Кристали із заноришів зазвичай одноголові. Їхній габітус призматичний, зумовлений добрим розвитком граней ромбічних призм $M \{110\}$ і $l \{120\}$, але з різним співвідношенням розмірів. Інколи ці грані однакові за розмірами, проте в більшості випадків $M \{110\}$ переважають над $l \{120\}$; зворотня картина трапляється рідко. На гранях $M \{110\}$ та $l \{120\}$ зазвичай простежується вертикальна штриховка. Наявність останньої приводить до того, що ці грані стають опуклими і чітке ребро між ними не простежується. Часто штриховка густіша на гранях $l \{120\}$, ніж на $M \{110\}$. Інколи на цих гранях наявні східчасті ямки розчинення.

Крім граней $M \{110\}$ і $l \{120\}$, у зоні $[001]$ дуже рідко трапляються малорозвинені грані призм $m \{230\}$, $g \{130\}$, пінакоїда $a \{100\}$, а також відносно добре розвинені грані призми $\lambda \{470\}$ і пінакоїду $b \{010\}$. Грані $m \{230\}$ і $g \{130\}$ фіксуються у вигляді вузьких смужок зазвичай на дрібних індивідах; грані $\lambda \{470\}$, $b \{010\}$ і $a \{100\}$ зафіксовані і на великих кристалах. Грані $b \{010\}$ зрідка вкриті штриховкою і мають випуклу форму.

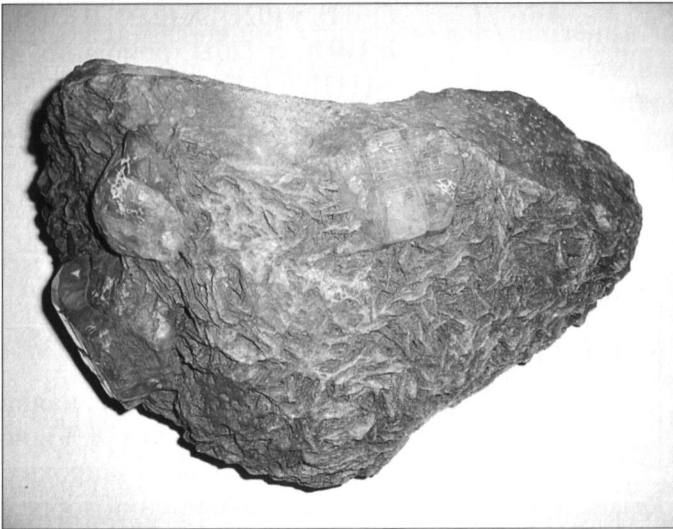


Рис. 3.14. Кристали топазу в альбіті з занориша. Зм. 2



Рис. 3.15. Кристали топазу у моріоні із занориша. Натур. вел.

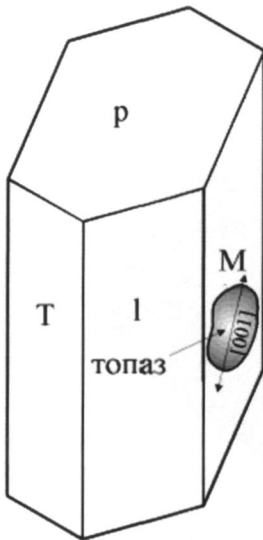


Рис. 3.16. Кристали топазу в мікрокліні (занориш)

Головки кристалів формують грані пінакоїда $s\{001\}$, ромбічних призм $f\{011\}$, $y\{021\}$, $X\{023\}$, $\beta\{012\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $\sigma\{201\}$, ромбічних діпірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$, $f\{225\}$, $\epsilon\{114\}$, $g\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$.

Майже на всіх індивідах наявні грані $f\{011\}$, $u\{112\}$ та $o\{111\}$. Досить частими є грані $s\{001\}$, $d\{101\}$, а також $y\{021\}$, $X\{023\}$; менш поширені $i\{113\}$, $h\{103\}$, $f\{225\}$; решта форм виявлені лише на поодиноких індивідах.

Пінакоїд $s\{001\}$ наявний на більшості кристалів (78%), його розміри коливаються у широких межах. Часто він розвинений добре, хоча не домінує над призмами $\{0kl\}$. Фігури

розчинення на гранях мають форму вузьких ровоподібних за-
падин, витягнутих уздовж $[010]$.

Призми поясу $[100]$ беруть участь в огранці всіх кристалів. За
розвитком і частотою переважають грані $f \{011\}$, за ними йдуть у
 $\{021\}$ і $X \{023\}$. Грані $\beta \{012\}$ трапляються досить рідко, хоча можуть
вигати значних розмірів.

Серед призм поясу $[010]$ найпоширеніша $d \{101\}$, хоча її грані
рідко сягають значних розмірів. Грані $h \{103\}$ проявляються на
небагатьох індивідах і завжди комбінуються з гранями $d \{101\}$.
Форма $\sigma \{201\}$ (рис. 3.10, *a*) зафіксована лише на одному кристалі
і сформована однією добре розвиненою гранню.

Морфологічно найважливішими діпірамідами є $o \{111\}$ і
 $u \{112\}$. Вони наявні на більшості індивідів. Часто на головці добре
розвинені всі чотири грані цих форм. Грані $i \{113\}$ поступаються
їм за площею і простежуються рідше. Ще більш рідкісною є форма
 $f \{225\}$, а грані $\epsilon \{114\}$ (рис. 3.10, *a*), $g \{121\}$ (рис. 3.7, *e*), $\tau \{131\}$ (рис.
3.10, *д*), $\gamma \{232\}$ (рис. 3.10, *a*) зафіксовані на поодиноких кристалах
топазу.

Отже, морфологія кристалів топазу із заноришів досить розмаї-
та. Трапляються індивіди як з простою, так і з досить багатою ог-
ранкою головки. Основним критерієм для виділення морфоло-
гічних типів кристалів волинського топазу може бути наявність і
розвиток граней третього пінакоїда $s \{001\}$. За цим критерієм виді-
ляють два морфологічні типи кристалів: ільменський і адун-чілон-
ський, проте і в межах цих типів кристали розрізняються за ступе-
нем складності своєї огранки.

Для морфологічно найпростіших індивідів адун-чілонського
типу властивий розвиток на головці граней $f \{011\}$ та $u \{112\}$. До
них інколи приєднуються грані $o \{111\}$, $y \{021\}$. На головках окре-
мих кристалів розвинені грані лише однієї простої форми – $f \{011\}$
(рис. 3.5, *a*). В інших випадках простежуються такі комбінації:
1) $f \{011\} + u \{112\}$; 2) $f \{011\} + u \{112\} + y \{021\}$; 3) $f \{011\} + u \{112\} +$
 $y \{021\} + o \{111\}$ (рис. 3.6, *б–г*). Такі індивіди, зокрема, невеликі
за розмірами. Деколи переважають кристали видовжені за $[001]$ на
кілька сантиметрів. Крім відсутності пінакоїда $s \{001\}$, характер-
ною ознакою є підпорядковане значення граней $o \{111\}$.

Окремо варто описати кристал, в огранці головки якого беруть участь форми $d\{101\}$, $f\{011\}$ і $y\{021\}$ (рис. 3.5, *e*). Серед них добре розвинена лише одна грань $d\{101\}$, а інші грані мають другорядне значення.

На складніших за морфологією кристалах, окрім вищезгаданих форм, встановлені $X\{023\}$ та $i\{113\}$. В огранці головок таких індивідів беруть участь грані 4–6 простих форм: $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $y\{021\}$. До них можуть долучатися $X\{023\}$, $d\{101\}$ або $i\{113\}$ (рис. 3.6, *a–e*). Не типовим є поєднання граней $f\{011\}$, $o\{111\}$ і $X\{023\}$ (рис. 3.6, *b*).

Загалом індивіди адун-чілонського типу відзначаються біднішою огранкою, ніж ільменського, і в заноришах трапляються рідше.

Існують кристали з проміжною огранкою між ільменським і адун-чілонським типами (рис. 3.7). На них наявні слабко розвинені грані $s\{001\}$, з якими комбінуються $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $d\{101\}$, рідше $y\{021\}$, $X\{023\}$, $i\{113\}$, $r\{121\}$. Остання зафіксована лише на одному індивіді. Інколи трапляються кристали, на яких з призм $\{0kl\}$ розвинена тільки $X\{023\}$ (рис. 3.7, *в*).

Морфологія описаних індивідів є багатшою порівняно з кристалами адун-чілонського типу. В огранці їхніх головок беруть участь 6–8 простих форм. Морфологія кристалів ільменського типу досить розмаїта. Головки найпростіших за огранкою індивідів утворені гранями $s\{001\}$, $f\{011\}$ і $u\{112\}$ або $o\{111\}$ (рис. 3.8). На окремих індивідах наявні обидві діпіраміди $u\{112\}$ і $o\{111\}$, з якими може комбінуватися призма $y\{021\}$ (рис. 3.8, *в*). Ці кристали в заноришах трапляються досить рідко, а їхні розміри невеликі.

Подальше ускладнення габітусу кристалів пов'язане з розвитком граней $d\{101\}$, разом з якими з'являються $X\{023\}$, $i\{113\}$, рідше $f\{225\}$ і $\beta\{012\}$ (рис. 3.9, *a–u*). Зазначимо, що призма $d\{101\}$ типова для 67 % всіх досліджених індивідів, а на кристалах з пінакоїдом $s\{001\}$ її частота ще вища (77 %). В огранці їхніх головок беруть участь 5–8 простих форм. На більшості з них виявлені грані $s\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, до яких часто приєднуються $X\{023\}$, $i\{113\}$, інколи $f\{225\}$, $\beta\{012\}$. Найбагатша огранка властива індивідам, в яких наявна призма $h\{103\}$. Їхні головки утворені гранями 7–10 простих форм. Грані h

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

{103} комбінуються з с {001}, f {011}, d {101}, o {111}, u {112}, а також у {021}, X {023}, і {113}, рідше f {225} (рис. 3.9, і-м). Ці кристали, звичай, сягають значних розмірів — понад 10 см вздовж [001].

Окремі індивіди мають своєрідну морфологію. На головці одного з них, крім поширених форм с {001}, f {011}, у {021}, d {101}, o {111}, u {112}, встановлені σ {201}, ϵ {114} і γ {232} (рис. 3.10, а). Остання невелика за площею і є новою для топазу. Поява її цілком закономірна, оскільки вона належить до поясу [101] і на проекції знаходиться між o {111} і r {121}.

На другому індивіді, крім граней M {110} і l {120}, добре розвинений третій пінакоїд у поєднанні з невеликими гранями X {023}, у {021} і o {111} (рис. 3.10, б), що наближує цей кристал до мурзинського типу, зафіксованого фактично один раз серед мікрокристалів грейзенізованого польового шпату.

Третій індивід має багату огранку за відсутності призм {h0l} (рис. 3.10, в). Рідкісні грані {236}, {123} притуплюють ребра кристалу.

Крім монокристалів, бувають зростки з двох—чотирьох індивідів (рис. 3.11). Здебільшого індивіди зростаються у паралельному положенні, деколи з трьох індивідів паралельними є лише два (рис. 3.11, е). Морфологія індивідів, що зрослися, така ж, як і монокристалів. На одному з індивідів зростку зафіксована грань η {131}.

Кристали із зон вилуговування сформувалися внаслідок дії гідротермальних розчинів на графіко-пегматоїдні породи. Ці розчини здійснювали альбігізацію мікрокліну і розчинення кварцу (В.И. Павлишин, П.К. Вовк, 1971). У зоні вилуговування трапляються одноголові (75 %) і двоголові (25 %) індивіди. Їхній обрис змінюється від ізометричного і короткостовчастого до таблитчастого, при призматичному габітусі (рис. 3.13).

У вертикальному поясі розвинені грані двох призм — M {110} і l {120}, зрідка пінакоїдів a {100} і b {010}, призми N {210}. Грані M {110} здебільшого переважають за площею над l {120}, хоча часто обидві форми розвинені однаково, інколи переважають грані l {120}. На індивідах нерідко розвинені всі чотири грані призм M {110} і l {120}, причому грані однієї простої форми мають приблизно однакові розміри.

На головках кристалів виявлені грані призм $d \{101\}$, $f \{011\}$, $y \{021\}$, $X \{023\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$, пінакоїду $c \{001\}$. Призма $d \{101\}$ фіксується рідко, розміри її граней коливаються від ледь помітних до добре ідентифікованих.

Із призм $\{0kl\}$ на всіх індивідах наявна $f \{011\}$. Її грані сягають значних розмірів і домінують на головках кристалів. Інколи поверхня цих граней частково заміщена конусами розчинення. Для індивідів із занорища (див. вище) типові форми $y \{021\}$ і $X \{023\}$, тоді як на кристалах із зон вилуговування вони рідкісні. Бувають кристали, головки яких утворені лише гранями $f \{011\}$ і $y \{021\}$.

Грані ромбічних діпірамід переважно малорозвинені, лише на окремих індивідах грані $o \{111\}$ і $u \{112\}$ досить великі. Найбільшими за площею є грані $o \{111\}$, за ними йдуть $u \{112\}$ та $i \{113\}$. Часто грані $o \{111\}$ і $u \{112\}$ мають однакові розміри, деколи переважають грані $u \{112\}$ або грані всіх трьох форм розвинені однаково. На головках кристалів часто наявні всі чотири грані кожної форми, які мають більш-менш однакові розміри. Грані $o \{111\}$ та $u \{112\}$ виявлені практично на всіх кристалах, грані $i \{113\}$ простежуються частіше, ніж на індивідах із заноришів.

Грані пінакоїда $c \{001\}$ на більшості індивідів або відсутні, або невеликі. Отже, у зоні вилуговування переважають індивіди адунцілонського типу. Ільменський тип кристалів трапляється рідше.

Кристали пізньої генерації (топаз-III) приурочені до метасоматично змінених порід, які знаходяться під пегматитовими тілами. Ці породи формувалися під дією післямагматичних розчинів на рапаківіподібні вмісні граніти. Топаз у них утворився у тісній асоціації з альбітом, фенакітом, флюоритом. Температура гомогенізації включень у фенакіті, становить $130\text{--}160\text{ }^\circ\text{C}$, у флюориті — $160\text{--}165\text{ }^\circ\text{C}$ (Б.Г. Ремешило, П.К. Вовк, 1973).

Кристали топазу водяно-прозорі, безбарвні. Їхні розміри не перевищують $3\text{--}4$ мм вздовж $[001]$. Габітус кристалів призматичний, обрис стовпчастий (рис. 3.17).

У зоні $[001]$ на всіх індивідах розвинені грані призм $M \{100\}$ і $l \{120\}$. Співвідношення їхніх розмірів різне. Часто вони мають однакові розміри або грані $M \{110\}$ переважають над $l \{120\}$. Грані однієї призми, зазвичай, розвинені неоднаково. На цих гранях

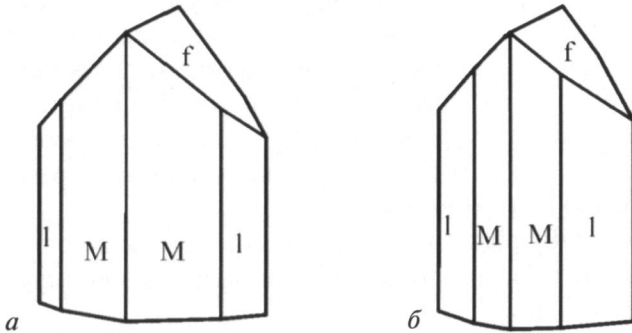


Рис. 3.17. Морфологія кристалів топазу із метасоматично змінених порід

часто простежується вертикальна штриховка, тому вони не завжди дають чіткий точковий сигнал. Частіше він є світловою смугою з одним або кількома максимумами.

Довжина смуги від граней $M \{110\}$ за координатою φ сягає $1-3^\circ$. Інколи на такій смузі простежується декілька максимумів, які відповідають граням $\{110\}$, $\{780\}$, $\{560\}$ або $\{110\}$, $\{17.19.0\}$. Деколи сигнали відповідають $\{320\}$. Від граней $l \{120\}$ на смузі в інтервалі $\varphi = -42-45^\circ$ максимуми відповідають $\{120\}$, $\{9.17.0\}$, $\{10.21.0\}$, в інтервалі $43-49^\circ$ — $\{120\}$, $\{7.13.0\}$, $\{350\}$. Остання смуга простежується до $\varphi = 54^\circ$, що відповідає $\{8.11.0\}$. Крім того, в зоні $[001]$ виявлена одна грань призми $\{340\}$, $\{470\}$, $\{580\}$. Від однієї грані $\{hk0\}$ крайні максимуми смуги ($\varphi = 56-59^\circ$) близькі до $\{450\}$ і $\{780\}$. На одному індивіді виявлено грань, яка за розмірами не поступається $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Сигнал від неї відповідає $\{9.25.0\}$ ($\varphi = 34^\circ 15'$).

На головці кристалів встановлено лише грані призми $f \{011\}$, які внаслідок розчинення є матовими і дають сигнал з виглядом світлової плями. Отже, пізня генерація топазу-III відзначається найбільшійою огранкою.

Характеристика простих форм. Форми $M \{110\}$ та $l \{120\}$ розвинені на всіх кристалах як габітусні грані. Зазвичай, як зазначено вище, за розмірами грані $M \{110\}$ розвинені краще, хоча досить часто ці форми мають однакові розміри. Менш поширені кристали, де грані $l \{120\}$ за площею переважають $M \{110\}$. Грані цих форм часто

покриті вертикальною штриховкою. Наявність останньої інколи призводить до формування випуклості – між гранями зникає чітке ребро. Крім того, на гранях є прямокутні східчасті ямки розчинення.

Форма b {010} має другорядне значення. На кристалах із заноришів вона фіксується рідко, а на кристалах із зон вилуговування її не виявлено. Грані b {010} не сягають значних розмірів. Вони покриті густою штриховкою.

Форма {470} рідкісна. Добре розвинена лише одна грань на одному кристалі із занорища. На кристалах із зон вилуговування вона не виявлена.

Форма a {100} те ж є рідкісною. Вона зафіксована лише на одному кристалі із занорища і сформована двома невеликими гранями. На кристалах із зон вилуговування ця форма не виявлена.

Форма c {001} має класифікаційне значення. Саме за наявністю і розвитком c {001} топази поділяють на типи. Форма наявна на більшості кристалів із заноришів (75,34 %), розвинена нерівномірно. На більшості індивідів сягає значних розмірів, інколи буває вузька або зовсім відсутня. Ця форма майже ніколи не домінує над призмами поясу [100]. Фігури розчинення на гранях c {001} мають трикутну форму, видовжену по [010]. У зоні вилуговування кристали без пінакоїда c {001} трапляються дещо частіше, ніж з ним (67 %).

Форма β {012} зафіксована лише на одному індивіді (рис. 3.9), де утворена двома досить великими гранями. Цікавими є фігури розчинення, наявні на цій грані. Вони мають вигляд груп еліпсоподібних виступів, окремі з них виявляють чотиригранну будову. Ці фігури опуклі, мають тоненьку блокову будову. Опуклість субпаралельна осі [010].

Призма X {023} відносно поширена і зафіксована більше, ніж на третині кристалів із занорища (41,1 %). Її грані невеликі і мають підпорядковане значення. Завдяки розчиненню вони часто матові і вкриті напливами. Нерідко на головці кристала буває розвинена лише одна грань X {023}, або з двох граней одна різко переважає за розмірами. Трапляються кристали і з рівномірним розвитком X {023}. На кристалах зони вилуговування ця форма відсутня.

Форма f {011} наявна майже на всіх кристалах (95,89 %) і відіграє значну роль у огранці головки: домінує серед призм поясу [100].

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

На головках кристалів часто добре розвинені обидві грані $f\{011\}$, інколи одна з них розвинена слабше або відсутня. На гранях форми $f\{011\}$ простежуються фігури розчинення – рівнобедрені трикутники. В зоні вилуговування форма зафіксована на всіх кристалах.

Форма $u\{021\}$ досить поширена. Вона виявлена більше, ніж на половині індивідів (56,16 %). Здебільшого її грані за розмірами поступаються граням $f\{011\}$. Співвідношення граней $u\{021\}$ з $X\{023\}$ коливається у широких межах. Часто на головках кристалів розвинені обидві грані форми $u\{021\}$. Трапляються індивіди не лише з однаковим розвитком цих граней, а й з нерівномірним. Через розчинення грані $u\{021\}$ часто матові. На кристалах із зон вилуговування цю форму не знайдено.

Форма $d\{101\}$ зафіксована на більшості кристалів із заноришів (54,19 %). Вона не сягає значних розмірів, хоча фіксується досить чітко і домінує в поясі $[010]$. На головках часто трапляються обидві грані, хоча їхні розміри зазвичай не однакові. На кристалах зон вилуговування ця форма фіксується рідше (25 %).

Форма $h\{103\}$ зустрічається порівняно рідко (20,55 %). За площею вона поступається $d\{101\}$, хоча буває і зворотня картина. На кристалах з призмою $h\{103\}$ практично завжди фіксуються різні за розмірами обидві грані. Призма $h\{103\}$ майже ніколи не фіксується без $d\{101\}$. Призма $h\{103\}$ частіше трапляється на великих кристалах (30,56 %), на середніх вона має значно менше поширення (18,18 %), а на дрібних – відсутня. На кристалах зон вилуговування форма не виявлена.

Форма $o\{111\}$ зафіксована майже на всіх кристалах (87,67 %). Її грані часто сягають значних розмірів і розвинені краще, ніж інші діпіраміди. Переважають кристали з усіма чотирма гранями $o\{111\}$ на головці, хоча трапляються і з 1–3 гранями. Співвідношення розмірів цих граней різне. Інколи грані покриті фігурами розчинення у вигляді глибоких жолобів, субпаралельних видовженню $[100]$, або неправильних трикутних заглиблень. У зоні вилуговування форма також встановлена на всіх індивідах. Тут її грані не сягають значних розмірів, хоча домінують серед діпірамід.

Форма $u\{112\}$ розвинена майже на всіх індивідах (87,67 %). За розмірами вона переважно поступається $o\{111\}$, хоча більша за інші

діпіраміди. На дрібних індивідах, подекуди, $\{112\}$ є єдиною діпірамідою, розвинутою краще за $\{111\}$, на великих за площею поступається $\{111\}$. На головках буває від одної до чотирьох граней цієї форми. Зазвичай вони розвинені нерівномірно. В зоні вилугування форму знайдено на всіх кристалах. Грані $\{112\}$ тут за розмірами трохи поступаються $\{111\}$ або рівні з ними за площею.

Форма $f\{225\}$ досить рідкісна (6,85%). На головках кристалів простежуються всі чотири або одна її грань. Грані $f\{225\}$ не мають значних розмірів. На кристалах зон вилугування їх не знайдено.

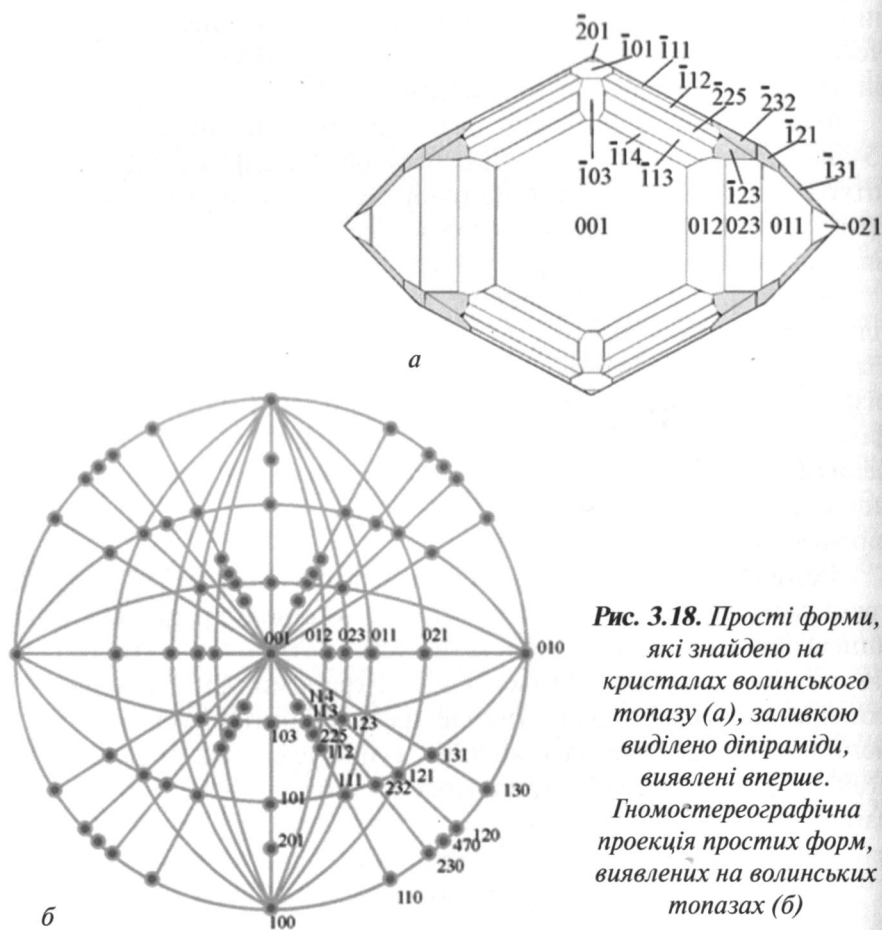


Рис. 3.18. Прості форми, які знайдено на кристалах волинського топазу (а), залівкою виділено діпіраміди, виявлені вперше. Гномостереографічна проекція простих форм, виявлених на волинських топазах (б)

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

Форма і $\{113\}$ виявлена орієнтовно на третині кристалів (32,88 %). Вона майже завжди комбінується з гранями о $\{111\}$ та u $\{112\}$, яким поступається за розмірами. Час від часу трапляються добре розвинені грані і $\{113\}$. На головці кристала може бути від однієї до чотирьох граней згаданої форми. Співвідношення їхніх розмірів коливається. На кристалах зон вилюговування ця форма фіксується частіше (67 %), хоча і тут поступається за розвитком граням о $\{111\}$ та u $\{112\}$.

Форми σ $\{201\}$, ϵ $\{114\}$, γ $\{121\}$, τ $\{131\}$, γ $\{232\}$ та χ $\{123\}$ встановлені лише на одному кристалі і не відіграють значної ролі в його огранці. Лише призма σ $\{201\}$ сягає середніх розмірів, а всі дїпіраміди сформовані однією невеликою гранню. Форми σ $\{201\}$, ϵ $\{114\}$ і γ $\{232\}$ зафіксовані на одному і тому ж нетиповому індивіді (рис. 3.10, а), γ $\{121\}$ і χ $\{123\}$ – на інших.

Положення простих форм на гномостереографічних проєкціях кристалів топазу із заноришів, зон вилюговування та метасоматично змінених порід наведено на рисунках 3.18–3.20.

Статистичний аналіз результатів гоніометричних вимірювань. Кристаломорфологічне дослідження волинського топазу показа-

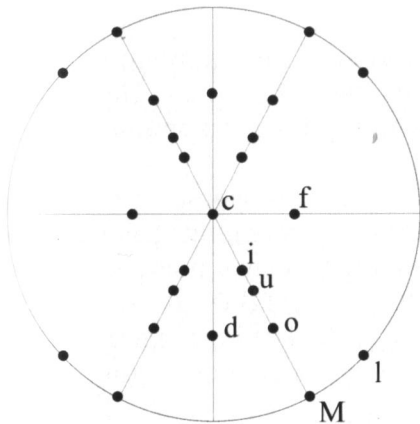


Рис. 3.19. Гномостереографічна проєкція кристалів топазу із зон вилюговування

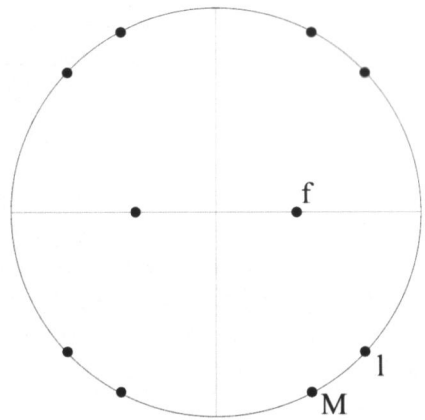


Рис. 3.20. Гномостереографічна проєкція кристалів топазу із метасоматично змінених порід

ло, що найбільшим багатством граней відзначаються кристали із заноришів. Індивіди із зони вилуговування і метасоматично змінених порід (топаз-III) значно бідніші за ограненням. Для повнішого розвитку цієї теми необхідно насамперед встановити частоту прояву простих форм на кристалах, комбінацій простих форм і виділити найхарактерніші для комбінацій форми. Подібні дослідження здійснено для кальциту із Штрамберка (Словаччина) (J. Sekanina, 1962). Неоднорозово вище зазначалося, що на кристалах топазу часто наявні не всі грані простої форми або їх розвиток нерівномірний. На цей факт також зважали під час підрахунку частоти прояву граней простих форм. Досліджено також залежність морфології кристалу від його розмірів, здійснено спроби виділити типи кристалів на засадах кластерного аналізу.

Оскільки у вертикальному поясі усіх кристалів наявні добре розвинені грані призм $\{110\}$ та $\{120\}$, а інші трапляються лише на поодиноких кристалах, то доцільно статистично опрацювати лише головки індивідів. Для проведення статистичного аналізу нами використано програми *SPSS Statistics* і *MC Excel*. Всього було проаналізовано інформацію про 73 багатогранники і зростки із заноришів і 12 – із зон вилуговування. Кожен індивід зростка, на якому можна було встановити прості форми, розглядався окремо. Дані для аналізу наведено в табл. 8.

Результати статистичного дослідження гоніометричних вимірювань наведено в табл. 9–12 і на рис. 3.21–3.24. Необхідно зауважити, що практично всі індивіди топазу із заноришів мають лише одну головку.

У табл. 9 вказана частота прояву простих форм на головках кристалів топазу із заноришів та зон вилуговування. Бачимо, що на головках багатогранників із заноришів досить поширеними є форми $f \{011\}$ (95,89 %), $o \{111\}$ (87,67 %), $u \{112\}$ (87,67 %), $c \{001\}$ (75,34 %), $y \{021\}$ (56,16 %), $d \{101\}$ (54,79 %), інші трапляються рідко. Подібну послідовність частоти прояву простих форм топазу наводить Дж. Шіглі: $\{112\}$, $\{011\}$, $\{021\}$, $\{001\}$, $\{111\}$, $\{101\}$, $\{010\}$, $[176]$. Рідкісні для кристалів заноришів форми $\beta \{012\}$, $\sigma \{201\}$, $\varepsilon \{114\}$, $\gamma \{121\}$, $\tau \{131\}$, $\gamma \{232\}$ зафіксовані лише на одному кристалі. На кристалах зон вилуговування форми $f \{011\}$, $o \{111\}$ і $u \{112\}$ наявні

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

на всіх індивідах. Діпіраміда $i\{113\}$ є поширенішою на кристалах із зон вилуговування, ніж на багатогранниках із заноришів (67 %), а форми $s\{001\}$ і $d\{101\}$ трапляються рідше (відповідно 33 і 25 %). Інші форми в зоні вилуговування не виявлені.

Морфологічну важливість граней визначено також за методом П. Нігглі (J. Sekanina, 1962). З цією метою, крім реальної частоти граней (h), обчислено комбінаційну стійкість (p), тобто число комбінацій, в яких наявна певна форма, причому кожна комбінація враховувалася лише один раз. Для обчислення частоти прояву простої форми в поєднанні з відносними розмірами граней ми всі грані розподілили на три групи: 1 – великі, 2 – середні, 3 – малі. Число вагомості граней g визначалося за формулою $g = 1\gamma_1 + 2/3\gamma_2 + 1/3\gamma_3$.

У табл. 10 наведено співвідношення між частотою прояву форми на кристалах із заноришів та відносним їх розвитком. Як і для звичайної частоти, найважливішими є форми $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $s\{001\}$ $y\{021\}$, $d\{101\}$, хоча завдяки відносному розвитку граней видно, що за однакової частоти діпіраміда $o\{111\}$ важливіша, ніж $u\{112\}$. Ряд морфологічної важливості простих форм з урахуванням комбінаційної стійкості і відносного розвитку граней на головках волинських топазів має такий вигляд: $f\{011\} - o\{111\} - u\{112\} - s\{001\} - y\{021\} - d\{101\} - X\{023\} - i\{113\} - h\{103\} - l\{225\} - \beta\{012\} - \sigma\{201\} - \varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$.

Інформація табл. 11 засвідчує поширеність комбінацій простих форм. Як і очікувалося, найчастіше трапляються комбінації $f\{011\} + u\{112\}$ (84,93 %), $f\{011\} + o\{111\}$ (83,56 %), $o\{111\} + u\{112\}$ (78,08 %), $f\{011\} + s\{001\}$ та $o\{111\} + s\{001\}$ (по 71,23 %), $u\{112\} + s\{001\}$ (69,86 %).

Необхідно відзначити практично однакову частоту та комбінаційну стійкість форм $o\{111\}$ і $u\{112\}$. У кристалах із заноришів $u\{112\}$ є частішою на малих (до 10 см вздовж $[001]$) бідноограних індивідах, $o\{111\}$ – на великих.

Детальніше залежність морфології кристалів від їхніх розмірів подано у табл. 12. Із останньої бачимо, що практично всі важливі прості форми частіше трапляються на великих кристалах, ніж на дрібних. Винятком є призма $f\{011\}$, наявна майже на всіх індивідах незалежно від їхніх розмірів.

3. Топаз Волинського родовища

Таблиця 8. Матеріали для статистичного аналізу простих форм на головках кристалів топазу із заноришів

Но- мер кри- стала	001	012	023	011	021	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123	Віднос- ні розмі- ри
1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
3	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
4	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
5	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1
6	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
7	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
8	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
9	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3
10	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
11	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
12	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	2
13	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	2
14	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
15	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
16	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
17	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
18	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	3
19	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
20	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
21	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1
22	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1
23	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1
24	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
25	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	3
26	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
27	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
28	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
29	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
30	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
31	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
32	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
33	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

Продовження табл. 8

Но- мер кри- стала	001	012	023	011	021	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123	Віднос- ні роз- міри
34	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
35	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	2
36	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
37	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
38	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
39	1	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	0	1	0	0	2
40	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
41	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1
42	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1
43	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
44	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
45	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
46	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
47	1	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	2
48	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
49	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2
50	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	2
51	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
52	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2
53	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	2
54	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	2
55	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
56	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2
57	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
58	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
59	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
60	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
61	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	3
62	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
63	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
64	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3
65	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
66	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
67	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	3

3. Топаз Волинського родовища

Закінчення табл. 8

Но- мер кри- стала	001	012	023	011	021	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123	Віднос- ні роз- міри
68	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
69	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
70	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
71	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2
72	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3
73	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3

Примітка. Цифри 0, 1, 2, 3 у колонках простих форм засвідчують наявність і відносні розміри граней конкретної форми (0 — відсутня, 1 — незначні розміри, 2 — середні, 3 — великі), а в колонці «Відносні розміри» — розмір кристалів (1 — до 5; 2 — до 10; 3 — понад 10 см за однією або кількома кристалографічними осями).

Як користуватися табл. 12 пояснимо на прикладі пінакоїда с {001}. Цифри 7, 13, 35, 55 в рядку «Число кристалів» означають, що пінакоїд був виявлений на 7 дрібних, 13 середніх і 35 великих індивідах, загалом, пінакоїд наявний на 55 із 73 кристалів. Рядок «hkl, %» означає що з 55 індивідів, на яких був ідентифікований пінакоїд, 12,73 % припадає на дрібні, 23,64 % — на середні, 63,64 % — на великі. Цифри в рядку «Розмір, %» означають що пінакоїд с {001} виявлений на 46,67 % дрібних індивідів, 59,09 % — середніх і 97,22 % — великих. Всього пінакоїд трапляється на 75,34 % кристалів. Оскільки із досліджених 73 кристалів до великих належать 36 (49,3 %), до середніх — 22 (30,1 %), до дрібних — 15 (20,5 %), то найважливішим в таблиці є рядок «Розмір, %».

Для проведення кластерного аналізу недоцільно враховувати як змінні відносний розвиток граней всіх простих форм, оскільки малопоширені форми не впливають на габітус. Якщо взяти до уваги, що форму головки кристала визначають відносний розвиток пінакоїда с {001}, призм {0kl} і діпірамід {111}, зазвичай о {111} і u {112}, то саме їхні відносні розміри доцільно взяти за змінні. За спостереження береться номер кристала. Ієрархічний кластерний аналіз при активованій послідовності злиття (*Agglomeration schedule*) методом зв'язку між групами (*Between-groups linkage*) за

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

Таблиця 9. Частота прояву простих форм на кристалах топазу із заноришів і зон вилугування

hkl	Занориш		Зона вилугування	
	Число кристалів	%	Число кристалів	%
1	55	75,34	4	33,33
12	1	1,37	0	0
23	30	41,10	0	0
11	70	95,89	12	100,00
21	41	56,16	0	0
103	15	20,55	0	0
101	40	54,79	3	25,00
201	1	1,37	0	0
114	1	1,37	0	0
113	24	32,88	8	66,67
225	5	6,85	0	0
112	64	87,67	12	100,00
111	64	87,67	12	100,00
121	1	1,37	0	0
232	1	1,37	0	0
131	1	1,37	0	0
123	1	1,37	0	0
Всього	73	100,00	12	100,00

встановленого z -перетворення (z scores) виділив шість кластерів, які відповідають типам головок кристалів топазу.

До першого типу (рис. 3.25, *a*) належать кристали, головку яких формує призма f $\{011\}$. Інші призми $\{0kl\}$ відсутні, діпіраміди мають підпорядковане значення. Такі індивіди адун-чілонського типу в камерних пегматитах Волині типові для зони вилугування та дрібних кристалів із заноришів. До цього морфологічного типу належить 10,96 % багатогранників.

Другий тип (рис. 3.25, *б*) охоплює дрібні індивіди із заноришів. Він ускладнюється появою невеликих за розмірами граней призм у $\{021\}$, X $\{023\}$ і d $\{101\}$. Як і в попередньому випадку, на головках домінує форма f $\{011\}$. Інші призми і діпіраміди мають другорядне значення. Пінакоїд c $\{001\}$ на кристалах цієї групи відсутній або немає значних розмірів. Такі кристали дуже поширені (60,27 %).

3. Топаз Волинського родовища

Таблиця 10. Частота прояву простих форм на кристалах топазу із заноришів із врахуванням відносних розмірів граней

hkl	Загальна частота		Частота із врахуванням розмірів граней	
	Число кристалів	%	Число балів	%
1	55	75,34	100	45,66
12	1	1,3	3	1,37
23	30	41,10	49	22,37
11	70	95,89	195	89,04
21	41	56,16	70	31,96
103	15	20,55	20	9,13
101	40	54,79	66	30,14
201	1	1,37	2	0,91
114	1	1,37	1	0,46
113	24	32,88	29	13,24
225	5	6,85	6	2,74
112	64	87,67	137	62,56
111	64	87,67	163	74,43
121	1	1,37	1	0,46
232	1	1,37	1	0,46
131	1	1,37	1	0,46
123	1	1,37	1	0,46
Всього	73	100,00	219	100,00

Для кристалів третього типу (рис. 3.25, *в*) типова вузька грань пінакоїда $\{001\}$. Це перехідні кристали між ільменським і адунцілонським типами. Вони мало поширені (4,11%). Четвертий тип (рис. 3.25, *г*) сформований типовими ільменськими кристалами з добре розвиненими гранями пінакоїду $\{001\}$ та призми $f\{011\}$. Інші призми відсутні. У цих кристалах домінують діпіраміди $u\{112\}$ над $o\{111\}$, але тільки на невеликих індивідах. Вони рідкісні (5,48%). П'ятий тип (рис. 3.25, *д*) сформований кристалами ільменського типу з відносно багатою огранкою. Такі індивіди характерні для заноришів. До цього типу віднесено 9,59% багатогранників.

До шостого типу (рис. 3.25, *е*) належать індивіди ільменського типу з найбагатшою огранкою. Це великі кристали із заноришів. Вони те ж складають 9,59% індивідів.

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

Таблиця 11. Частота появлення простих форм на кристалах

hkl	1	12	23	11	21	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123
1	1,37	32,54	71,23	45,21	20,55	49,32	1,37	1,37	30,14	6,85	69,86	71,23	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
12	1	1,37	1,37	1,37	0,00	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00	1,37	1,37	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00
23	25	1	36,99	27,40	12,33	32,88	0,00	0,00	19,18	6,85	35,62	41,10	1,37	0,00	0,00	0,00	0,00
11	52	1	27	52,05	20,55	52,05	1,37	1,37	31,51	6,85	84,93	83,56	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
21	33	1	20	38	13,70	36,99	1,37	1,37	16,44	5,48	52,05	52,05	1,37	1,37	1,37	1,37	0,00
103	15	0	9	15	10	17,81	0,00	0,00	9,59	2,74	20,55	19,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
101	36	1	24	38	27	13	1,37	1,37	23,29	5,48	49,32	50,68	1,37	1,37	1,37	1,37	0,00
201	1	0	0	1	1	0	1	1,37	0,00	0,00	1,37	1,37	1,37	0,00	1,37	0,00	0,00
114	1	0	0	1	1	0	1	1	0,00	0,00	1,37	1,37	1,37	0,00	1,37	0,00	0,00
113	22	0	14	23	12	7	17	0	0	4,11	32,88	31,51	0,00	0,00	0,00	1,37	1,37
225	5	0	5	5	4	2	4	0	0	3	5,48	6,85	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
112	51	1	26	62	38	15	38	1	1	24	4	78,08	1,37	1,37	1,37	1,37	1,37
111	52	1	30	61	38	14	39	1	1	23	5	57	1,37	1,37	1,37	1,37	0,00
121	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0,00	0,00	0,00	0,00
232	1	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	0	0,00	0,00	0,00
131	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0,00	0,00
123	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0

3. Топаз Волинського родовища

Таблиця 12. Частота прояву простих форм на кристалах топазу із заноришів залежно від розмірів індивідів

hkl	Число кристалів				hkl, %				Розмір, %			
	1	2	3	Σ	1	2	3	Σ	1	2	3	Σ
1	7	13	35	55	12,73	23,64	63,64	100,00	46,67	59,09	97,22	75,34
12	0	0	1	1	0,00	0,00	100,00	100,00	0,00	0,00	2,78	1,37
23	3	4	23	30	10,00	13,33	76,67	100,00	20,00	18,18	63,89	41,10
11	14	22	34	70	20,00	31,43	48,57	100,00	93,33	100,00	94,44	95,89
21	8	10	23	41	19,51	24,39	56,10	100,00	53,33	45,45	63,89	56,16
103	0	4	11	15	0,00	26,67	73,33	100,00	0,00	18,18	30,56	20,55
101	2	9	29	40	5,00	22,50	72,50	100,00	13,33	40,91	80,56	54,79
201	0	1	0	1	0,00	100,00	0,00	100,00	0,00	4,55	0,00	1,37
114	0	1	0	1	0,00	100,00	0,00	100,00	0,00	4,55	0,00	1,37
113	1	7	16	24	4,17	29,17	66,67	100,00	6,67	31,82	44,44	32,88
225	1	1	3	5	20,00	20,00	60,00	100,00	6,67	4,55	8,33	6,85
112	10	20	34	64	15,63	31,25	53,13	100,00	66,67	90,91	94,44	87,67
111	9	19	36	64	14,06	29,69	56,25	100,00	60,00	86,36	100,00	87,67
121	0	0	1	1	0,00	0,00	100,00	100,00	0,00	0,00	2,78	1,37
232	0	1	0	1	0,00	100,00	0,00	100,00	0,00	4,55	0,00	1,37
131	0	0	1	1	0,00	0,00	100,00	100,00	0,00	0,00	2,78	1,37
123	0	1	0	1	0,00	100,00	0,00	100,00	0,00	4,55	0,00	1,37

Примітка. Кристали: 1 – дрібні, 2 – середні, 3 – великі.

Як видно з розподілу індивідів, математичні методи задовільно підходять для класифікації топазів. Інші способи кластерного аналізу дають гірші результати.

Видається логічним об'єднати другий і третій, а також п'ятий і шостий кластери. У підсумку отримуємо таку кластерну класифікацію морфології волинського топазу:

- 1) бідно огранені індивіди адун-чілонського типу;
- 2) багато огранені кристали адун-чілонського типу та перехідні між адун-чілонським та ільменським типами;
- 3) прості індивіди ільменського типу;
- 4) складні багатогранники ільменського типу;
- 5) нетипові для родовища кристали.

Характеристика поясів на кристалах топазу. Найбільше число простих форм (більше п'яти) на волинських топазах виявлено в по-

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

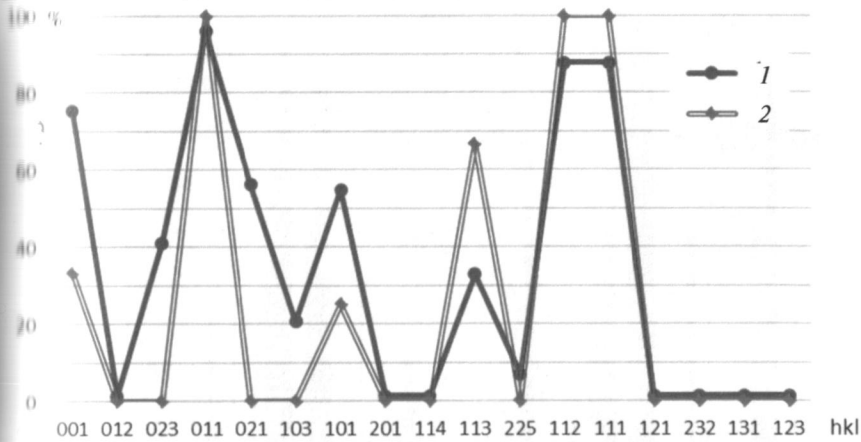


Рис. 3.21. Частота прояву простих форм у заноришах (1) і зоні вилугування (2)

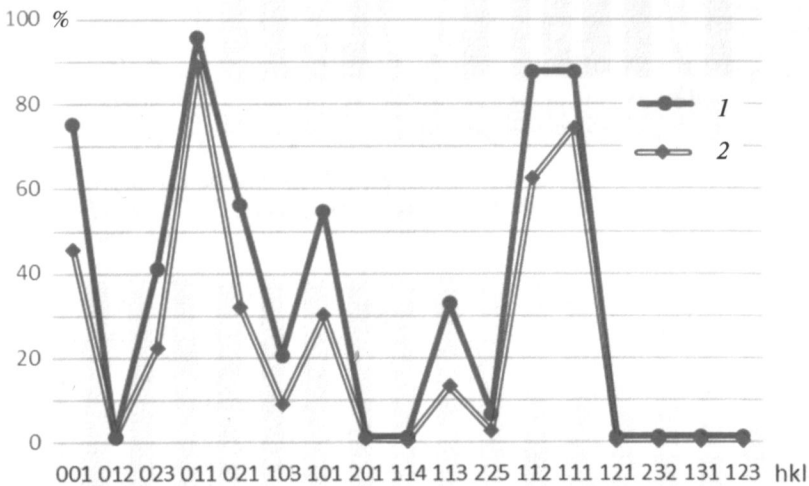


Рис. 3.22. Частота прояву простих форм у заноришах із врахуванням відносних розмірів граней (2), 1 – див. рис. 3.21

вонах (зонах) [001], [110], [100], [010], [101]. По чотири прості форми зафіксовано в зонах [210], [301], по три – [320], [310], [021], [032], [011], [012] (рис. 3.26). Нижче наведено стислу характеристику цих поясів (зон) та перелік простих форм, які до них належать.

3. Топаз Волинського родовища

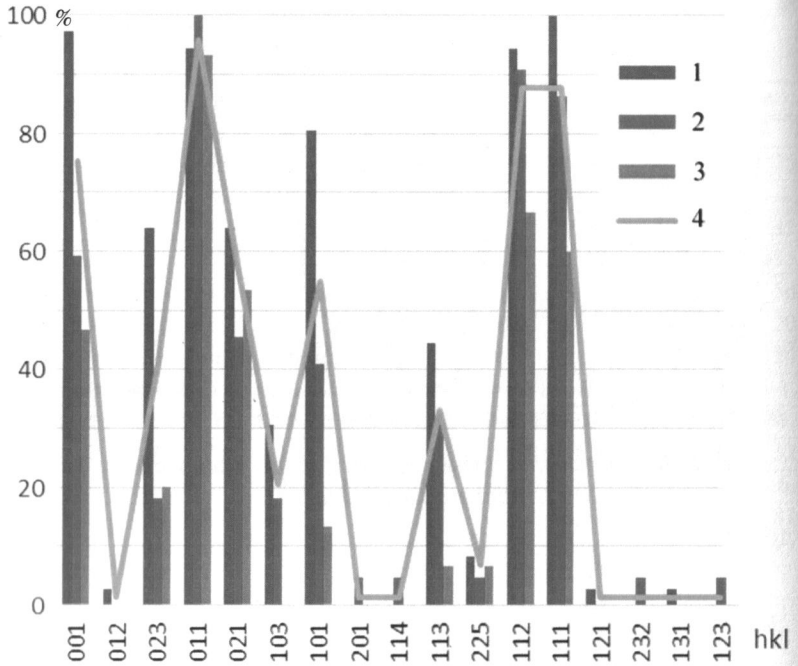


Рис. 3.23. Частота прояву простих форм на кристалах топазу із занорищів залежно від розмірів індивідів (1 – великі, 2 – середні, 3 – дрібні, 4 – загалом)

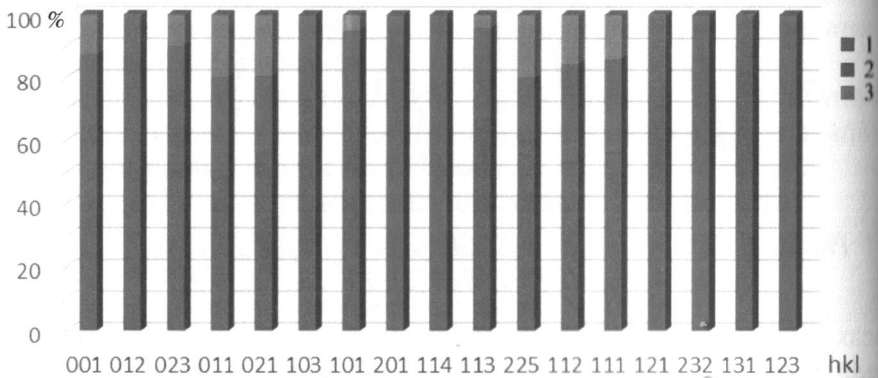


Рис. 3.24. Частота прояву простих форм на кристалах топазу із занорищів залежно від розмірів індивідів (1 – великі, 2 – середні, 3 – дрібні)

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

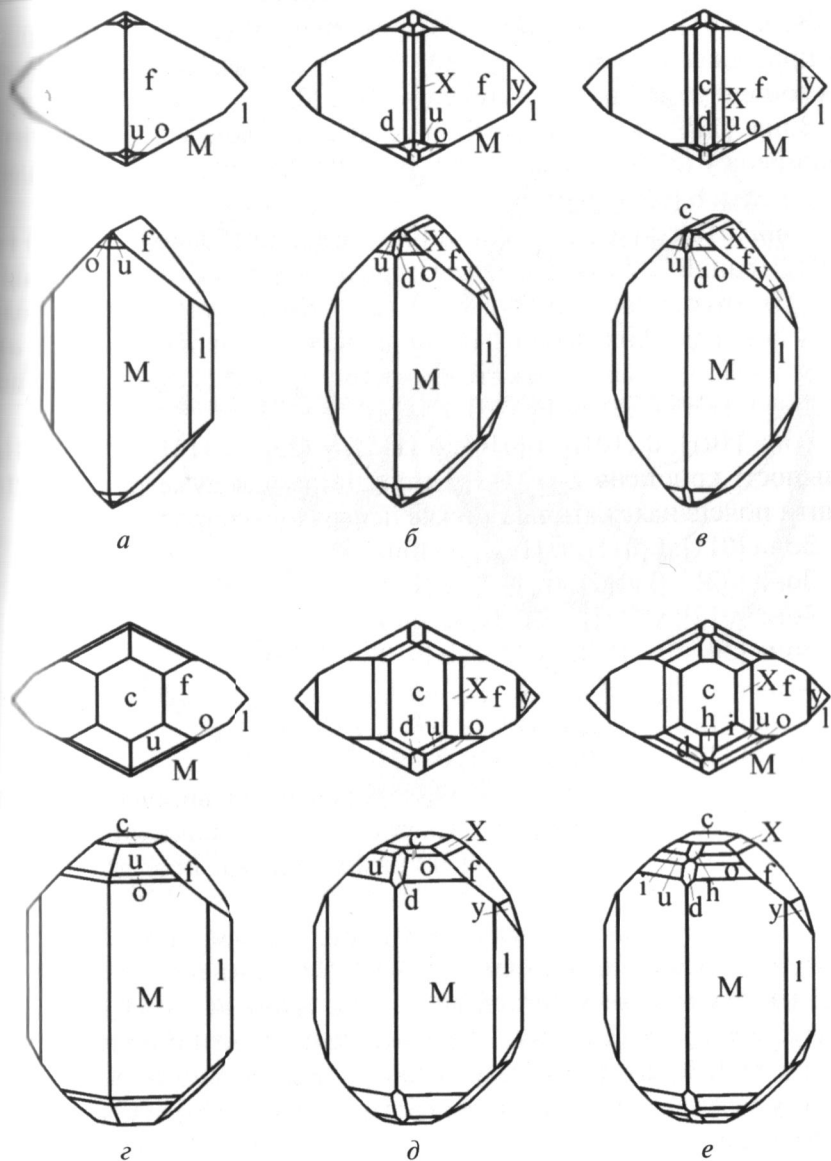


Рис. 3.25. Морфологічні типи кристалів волинського топазу

3. Топаз Волинського родовища

Зона [001]: на всіх індивідах наявні грані $M \{110\}$ та $l \{120\}$, рідше простежуються $m \{230\}$, $g \{130\}$, $a \{100\}$, $\lambda \{470\}$, $b \{010\}$. В кристалах зон вилуговування встановлена $N \{210\}$.

Зона [100]: на більшості кристалів є грані $f \{011\}$, досить поширена у $\{021\}$, рідше $X \{023\}$, $\beta \{012\}$ (дуже рідко). Сюди належать також $b \{010\}$ і $c \{001\}$.

Зона [010]: $d \{101\}$, $h \{103\}$, $\sigma \{201\}$ (а також пінакоїди $a \{100\}$ і $c \{001\}$). Грані $h \{103\}$ трапляються порівняно рідко і лише на індивідах з багатою огранкою. Призма $\sigma \{201\}$ зафіксована тільки на одному індивіді (одна грань) зі специфічною огранкою (рис. 3.10, *a*).

Зона [110]: сюди належить сім форм, крім $M \{110\}$ і $c \{001\}$, ще $o \{111\}$, $u \{112\}$, $f \{225\}$, $i \{113\}$, $\varepsilon \{114\}$.

Зона [101]: $d \{101\}$, $b \{010\}$, $o \{111\}$, $\gamma \{232\}$, $r \{121\}$, $\tau \{131\}$. На більшості кристалів є $o \{111\}$, інші діпіраміди дуже рідкісні. До решти поясів належать такі нижче перераховані прості форми.

Зона [011]: $f \{011\}$, $o \{111\}$, $a \{100\}$.

Зона [021]: $\beta \{012\}$, $u \{112\}$, $a \{100\}$.

Зона [012]: $y \{021\}$, $r \{121\}$, $a \{100\}$.

Зона [301]: $h \{103\}$, $i \{113\}$, $b \{010\}$, $\chi \{123\}$.

Зона [310]: $g \{130\}$, $\tau \{131\}$, $c \{001\}$.

Зона [210]: $l \{120\}$, $r \{121\}$, $c \{001\}$, $\chi \{123\}$.

Зона [320]: $m \{230\}$, $\gamma \{232\}$, $c \{001\}$.

Таким чином, в огранці кристалів відіграють вирішальну роль три зони: [001], [100] та [110]. На рис. 3.26 вони показані товстою лінією. На цих важливих поясах нами виявлені нові другорядні грані.

На одному кристалі знайдено грань діпіраміди $\chi \{123\}$, яка притуплює ребро між гранями $f \{011\}$ і $u \{112\}$ (перетин поясів [301] і [210]). На тому ж кристалі ребра між гранями $f \{011\}$ і $f \{225\}$ притуплює грань $\{236\}$, яка знаходиться на перетині поясів [301], [021], [320]. Нова для топазу грань $\gamma \{232\}$ (встановлена лише в одному зразку) знаходиться на перетині поясів [320] і [101].

Виходячи з розвитку поясів, на волинських топазах варто очікувати ще на такі грані: $\{133\}$, $\{212\}$, $\{136\}$, $\{124\}$, $\{122\}$, $\{233\}$, $\{163\}$, $\{263\}$, $\{463\}$. Ці форми мають порівняно прості символи і знаходяться на перетині важливих поясів.

мінералів (И.И. Шафрановский, 1957). Рентгенометричний метод визначення морфологічно важливих граней на кристалах часто дає схожі результати, оскільки наявна чітка кореляція між ретикулярною щільністю та відстанню між плоскими сітками d_{hkl} . Визначення морфологічно важливих граней за їхньою величиною симетрії також просте в застосуванні, але не враховує з яких саме елементів складається структура кристала та особливості хімічного зв'язку між структурними одиницями, хоча на практиці дає добрі результати.

Необхідно пам'ятати, що не існує «теоретичної» і «практичної» послідовності морфологічної важливості граней кристалів, оскільки остання може значно коливатися для одного і того ж мінералу із різних родовищ і навіть різних генерацій мінералу з одного родовища. Завдання вказаних вище методик визначити власне ті грані, які будуть простежуватися на кристалах за будь-яких умов.

Залежність морфології кристалів від ретикулярної щільності та величини елементарного шару d_{hkl} . Залежність морфології кристалів від їхньої ретикулярної щільності вперше сформулював О. Браве: «Можливість появи і розвитку кожної раціональної грані повинна бути принаймні частково пропорційна щільності її сітки». Для визначення щільності плоских сіток можна використати таблиці О.М. Аншелеса (1924), табличні редактори *MS Excel* або *Open Office Calc*. Ретикулярну щільність зручно розраховувати за формулою площі елементарного паралелограма:

$$S_{hkl}^2 = h^2 S_{100}^2 + k^2 S_{010}^2 + l^2 S_{001}^2 + 2(hk S_{100} S_{010} \cos \nu + kl S_{010} S_{001} \cos \lambda + lh S_{001} S_{100} \cos \mu),$$

де:

$$S_{100} = bc \sin \alpha \quad \lambda = (010) : (001)$$

$$S_{010} = ca \sin \beta \quad \mu = (001) : (100)$$

$$S_{001} = ab \sin \gamma \quad \nu = (100) : (010).$$

Величина S_{hkl} – обернена до ретикулярної щільності плоских сіток. Варто пам'ятати, що цю формулу застосовують лише для примітивної (не центрованої) ґратки. Просторова група топазу $D^{16}2h = Pbnm$ та параметри елементарної комірки (Å) $a = 4,64$; $b = 8,78$; $c = 8,37$, дають змогу застосовувати згадану вище формулу, яка у випадку топазу матиме вигляд:

$$S_{hkl}^2 = h^2 S_{100}^2 + k^2 S_{010}^2 + l^2 S_{001}^2.$$

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

І.Д.Х. Донней та Д. Харкер (1937) розширили закон Браве, врахувавши гвинтові осі та площини сковзного відбиття у структурі кристала. Такі елементи симетрії понижують ретикулярну щільність в два і більше разів (площини удвічі, а осі відповідно до свого порядку). Закон Браве в редакції Доннея і Харкера звучить так: «Морфологічне значення грані кристалу зворотно пропорційне площі елементарного паралелограма сітки примітивної (не центрованої) ґратки за умови відсутності гвинтових осей і площин сковзного відбиття в просторовій групі. Вплив центрування ґратки, дія гвинтових осей і площин сковзного відбиття приводить до заміни в формулі S індексів грані індексами, помноженими в кілька разів».

Ретикулярна щільність досить добре корелюється з розміром елементарного шару d_{hkl} , який розраховують за формулою:

$$d_{hkl}^2 = \frac{1}{\left(\frac{h}{a}\right)^2 + \left(\frac{k}{b}\right)^2 + \left(\frac{l}{c}\right)^2}$$

Розрахунок ретикулярної щільності граней, встановлених нами на волинських топазах, за наведеною вище формулою дає таку послідовність морфологічної важливості граней:

b {010}, c {001}, f {011}, a {100}, M {110}, d {101}, y {021}, β {012}, o {111}, l {120}, r {121}, u {112}, g {130}, h {103}, τ {131}, X {023}, i {113}, σ {201}, χ {123}, ε {114}, π {230}, γ {232}, f {225}, λ {470}.

Врахування гвинтових осей та площин сковзного відбиття внесло корективи у наведену вище послідовність: f {011}, b {010}, c {001}, M {110}, o {111}, l {120}, r {121}, u {112}, g {130}, χ {131}, a {100}, i {113}, χ {123}, d {101}, y {021}, β {012}, ε {114}, m {230}, γ {232}, f {225}, h {103}, X {023}, σ 201, λ {470}.

Якщо для кристала топазу взяти пропорційні до ретикулярної щільності відцентрові відстані, то одержана у такий спосіб урівноважена форма матиме вигляд, заведений на рис. 3.27, з. Реальні кристали відрізняються від цієї форми. Це пов'язано з іншими особливостями кристалічної структури та умовами утворення топазу. Морфологічна важливість граней на головках топазів, за Доннеєм—Харкером, буде такою: f {011} — c {001} — o {111} — r {121}

– $u \{112\}$ – $\tau \{131\}$ – $i \{113\}$ – $\chi \{123\}$ – $d \{101\}$ – $y \{021\}$ – $\beta \{012\}$ – $\varepsilon \{114\}$ – $\gamma \{232\}$ – $f \{225\}$ – $h \{103\}$ – $X \{023\}$ – $\sigma \{201\}$.

Згідно з нашими даними, ряд морфологічної важливості простих форм з урахуванням комбінаційної стійкості і відносного розвитку граней на головках волинських топазів має такий вигляд: $\{011\}$ – $o \{111\}$ – $u \{112\}$ – $c \{001\}$ – $y \{021\}$ – $d \{101\}$ – $X \{023\}$ – $i \{113\}$ – $h \{103\}$ – $f \{225\}$ – $\beta \{012\}$ – $\sigma \{201\}$ – $\varepsilon \{114\}$, $r \{121\}$, $\tau \{131\}$, $\gamma \{232\}$, $\chi \{123\}$. Цей ряд схожий із послідовністю за Доннеєм–Харкером. Відхилення можуть бути пов'язані з розвитком поясів і взаємодією між сусідніми гранями.

Як підсумок, наводимо рис. 3.27, на якому показано типовий індивід із занорища (*a*), кристал із зони вилуговування (*b*), індивід пізньої генерації (*в*), зрівноважена форма за ретикулярною щільністю (*г*), форма кристалу за *PBC*-векторами (*д*), форма кристалу за величиною симетрії граней (*e*).

Зв'язок між симетрією грані та морфологією індивідів. Згідно з І.І. Шафрановським (1985), величина нескінченної площинної симетрії грані також впливає на морфологію кристалів – грані з високою величиною симетрії часто є габітусними. На кристалах топазу ця величина для граней $a \{100\}$, $b \{010\}$, $c \{001\}$, $f \{011\}$, призм $\{hk0\}$ дорівнює 2, для інших форм, зокрема призм $\{0kl\}$, крім $f \{011\}$, – 1. Форма кристалів топазу, що відповідає величині симетрії граней, показана на рис. 3.27, *e*. На волинських топазах форми $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$ дійсно є габітусними.

Вплив PBC-векторів на розвиток зон та форму кристалів. П. Хартман та В. Пердок (1955, 1967) вважали, що головну роль у зв'язку морфології і структури повинні відігравати не грані, а структурно важливі напрямки. Відповідно найважливіші зони в кристалах пов'язані з ланцюгами найсильнішого зв'язку між структурними одиницями. Такі ланцюги називають *PBC* (*periodic bond chain*). *PBC*-вектори повинні бути неперервними у структурі мінералу. Чим ближчий ланцюг до прямої лінії, тим сильніше він впливає на кристаломорфологію.

Для визначення *PBC*-векторів нами побудовані проєкції елементів структури на грані топазу $\{100\}$, $\{010\}$ і $\{001\}$ (рис. 3.28–3.30), які зведені на гномостереографічній проєкції (рис. 3.31).

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

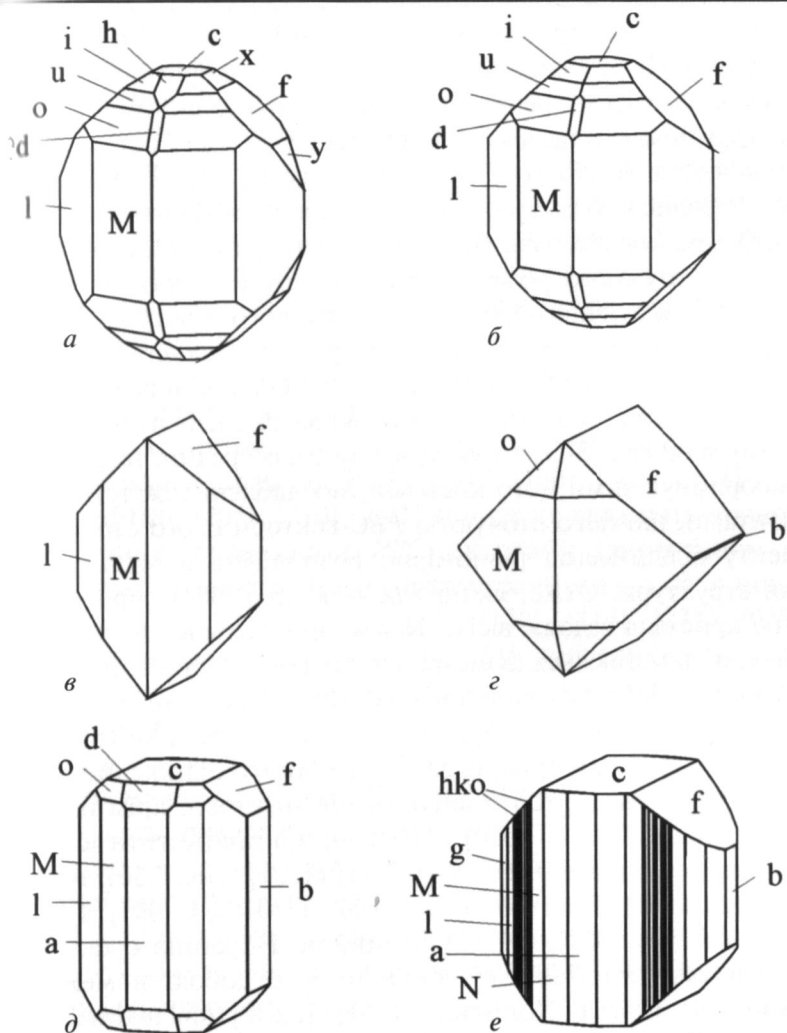


Рис. 3.27. Морфологія топазу відповідно до структурних підходів (див. також текст)

Кристалічна структура топазу незвичайна – вона характеризується рідкісною серед поширених мінералів чотиришаровою щільною упаковкою, залишаючись при цьому на загал формально структурою з острівним мотивом, який дещо «порушується» в

напрямку [001] наявністю сильних зигзагоподібних і неперервних зв'язків між Al-октаедрами (відстані d_{001} найкоротші), з'єднаних між собою сильними ребрами. Однак, непрямолінійний *PBC*-вектор зв'язку поміж октаедрами $[Al-O_4(F, OH)_2]$, відсутність між останніми зв'язку в межах (001) і участь у ньому, хоча і слабкого, але наявного водневого хімічного зв'язку дещо послаблюють вплив цього вектору на морфологію. Тим не менше напрямок [001] є основним стимулом потужного розвитку граней вертикального поясу, формування призматичного габітусу і стовпчастого обрису кристалів.

Доцільність виділення *PBC*-векторів паралельно [100] і [010] неоднозначна (рис. 3.28–3.31). Вони різносильні й розпорошені в об'ємі структури, особливо – іонно-ковалентні зв'язки в тетраедричному «острові» SiO_4 структури – міцні всередині тетраедра між Si і координуючими його киснями, послаблені між тетраедром і елементами, що його оточують. *PBC*-вектори цього структурного елементу більш-менш рівномірно розподілені в об'ємі кристалічної структури. Отже, якщо *PBC*-вектор \parallel [001] сприяє видовженню кристала вздовж вісі c , то вектори ізольованих у структурі тетраедрів намагаються ізометризувати форму індивідів.

Оскільки ланцюги сильного зв'язку не з'єднані в межах d_{200} (рис. 3.30), то пінакоїд $a\{100\}$ не є істинною *F*-гранню. Тоді *F*-грані $b\{010\}$ і $c\{001\}$ не утворюють замкнуту форму. Відповідно повинні існувати ще *F*-грані, тобто існують *PBC*-вектори, крім паралельних до напрямів [001], [010] і [100]. Якщо припустити існування *PBC*-векторів вздовж [012], [201], [011] і [101] (рис. 3.30), то можна виділити такі можливі *F*-грані: $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $y\{021\}$, $p\{102\}$. Істинною *F*-гранню є та, на якій ланцюги сильного зв'язку з'єднані між собою в межах d_{hkl} (П. Хартман, 1967; Б. Хонигман, 1961). Такій умові відповідають $b\{010\}$, $c\{001\}$, $f\{011\}$, $o\{111\}$. *F*-природу останньої важко показати наочно на двохвимірному рисунку, проте, враховуючи відносно велике значення d_{111} та *S*-природу $d\{101\}$, $o\{111\}$, доцільно віднести їх до власне *F*-граней, оскільки $b\{010\}$, $c\{001\}$ і $f\{011\}$ не утворюють замкнені форми. Спостерігаємо чіткий зв'язок між ретикулярною щільністю та визначенням *F*-граней: чим більший d_{hkl} , тим більша ймовірність, що *PBC*-вектори будуть з'єднані в його

межах. Площа елементарного паралелограма (величина обернена до ретикулярної щільності) для форм, встановлених на волинських топазах, зворотньо пропорційна до їхніх d_{hkl} . Критерій кореляції Пірсона становить 0,84.

Форма кристала топазу, яка відповідає теорії *PBC*-векторів, наведена на рис. 3.27, *д*. Такий кристал також можна вважати умовним, оскільки на противагу формі, побудованій за методом Доннея–Харкера, тут неможливо визначити математично точні критерії.

Загалом морфологія кристалів топазу непогано узгоджується зі структурними чинниками. Винятком є лише грані форми $b\{010\}$, що рідко простежуються і не сягають значних розмірів, усупереч розрахункам, зрівноваженої форми за трьома вищеописаними методами. Paul A. Northrup, Richard J. Reeder (1995) виділяють *PBC*-вектори в таких напрямках: $[001]$, $[110]$, $[100]$, $[101]$, $[111]$ і $[211]$. Напрямки $[010]$, $[201]$, $[210]$, $[011]$ автори не вважають повноцінними (дійсними, справжніми) *PBC*-векторами. Таким чином, важливими простими формами на багатогранниках топазу повинні бути: $\{110\}$, $\{001\}$, $\{011\}$, $\{111\}$, $\{112\}$, $\{120\}$, $\{113\}$, $\{231\}$, $\{010\}$ та $\{101\}$. Всі вони, за винятком $b\{010\}$ і $\{231\}$, добре проявляються на кристалах топазу з різних родовищ світу і з камерних пегматитів Коростенського плутону, зокрема.

На кристаломорфологію топазу, крім структурних чинників, впливають умови утворення. Не завжди прості форми, які варто було очікувати, виходячи з кристалічної структури, добре розвинені на реальних кристалах. Розрахована теоретично низка морфологічної важливості граней в тій чи іншій мірі відхиляється від реальної. Варто зазначити, що реальна низка форм відрізняється для одного і того ж мінералу з різних родовищ і навіть для різних генерацій із одного родовища.

Аналіз взаємозв'язку залежності «кристалічна структура – кристаломорфологія топазу» та реального розвитку простих форм на кристалах дозволяє зробити такі висновки:

1. Найважливішими формами на кристалах топазу, згідно з законом Доннея–Харкера, *PBC*-векторів та симетрії грані за Шафрановським, є: $f\{011\}$, $b\{010\}$, $M\{110\}$, $l\{120\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $c\{001\}$, $y\{021\}$.

3. Топаз Волинського родовища

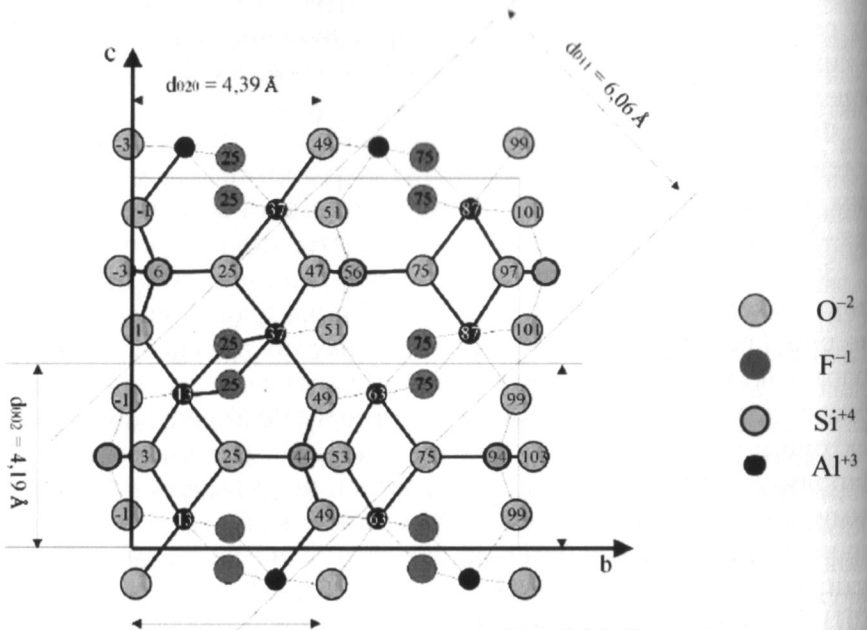


Рис. 3.28. Проекція структури топазу на грань {100}. Тут і на рис. 3.29 та 3.30 РВС-вектори виділені товстими лініями. Висоти атомів подані в % відповідного параметру елементарної комірки

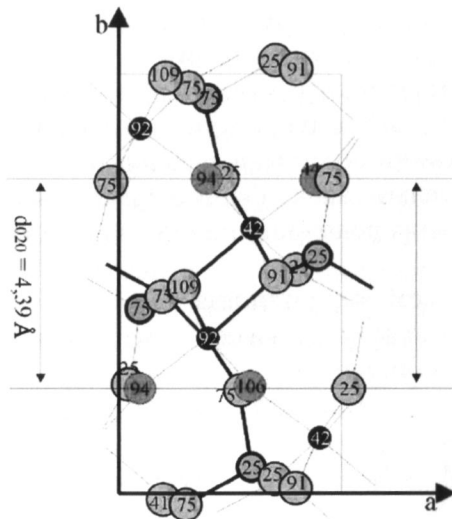


Рис. 3.29. Проекція структури топазу на грань {001}

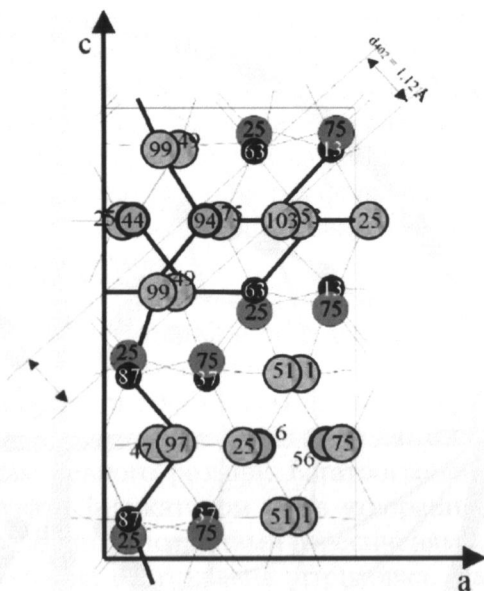


Рис. 3.30. Проекція структури топазу на грань $\{010\}$

2. Ланцюги сильного зв'язку в структурі топазу не рівноцінні і визначення *PBC*-векторів є дещо суб'єктивним, але пов'язує деякі морфологічні особливості, зокрема, значний розвиток поясу $\{001\}$.

3. Структурні підходи загалом задовільно корелюють з реальною картиною, за винятком пінакоїду $b \{010\}$, який рідко проявляється і не сягає значних розмірів на реальних кристалах.

4. Морфологія реальних кристалів топазу є різною не лише для різних родовищ, а й для різних генерацій одного родовища. Форма кристалів, яка не підпорядковується структурним особливостям кристалів, може слугувати індикатором умов утворення.

5. У вертикальному поясі встановлені грані призм $M \{110\}$ та $l \{120\}$, добре розвинені на всіх багатогранниках. До них доєднуються призми $m \{230\}$, $g \{130\}$, $\lambda \{470\}$, $U \{160\}$, $\{410\}$, пінакоїди $a \{100\}$, $b \{010\}$. Ці форми малопоширені і рідко сягають значних розмірів.

6. На головках кристалів встановлені грані пінакоїду $c \{001\}$, ромбічних призм $f \{011\}$, $y \{021\}$, $X \{023\}$, $\beta \{012\}$, $d \{101\}$, $h \{103\}$, $\sigma \{201\}$, ромбічних діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$, $f \{225\}$, $\varepsilon \{114\}$, $g \{121\}$, $\tau \{131\}$, $\gamma \{232\}$, $\chi \{123\}$.

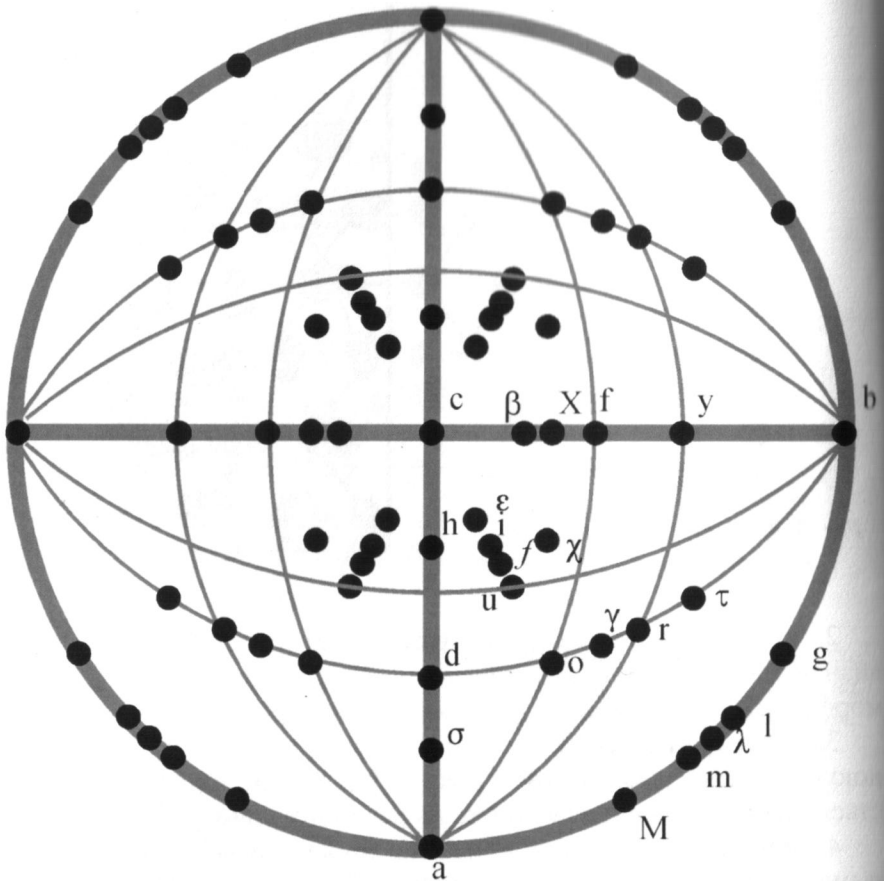


Рис. 3.31. Гномостереографічна проекція PBC-векторів та граней простих форм топазу. Важливіші PBC-вектори подані товстими лініями

7. Кристали топазу поділяють на типи залежно від розвитку пінакоїда $\{001\}$. Серед волинських топазів із заноришів є індивіди не тільки з добре розвиненим пінакоїдом, а й зі слабо розвиненим або відсутнім. Пінакоїд $\{001\}$ ніколи не домінує над призмами поясу $[100]$, тому більшість індивідів схожі на ільменські, рідше трапляються багатогранники адун-чолонського типу. Між згаданими типами існують поступові переходи.

8. Статистичне опрацювання матеріалів показало, що на головках індивідів із заноришів, згідно з аналізом частоти і відносного розвитку граней, найбільше розвинені $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, $X \{023\}$. Простежується чітка кореляція між розмірами індивідів та їхньою огранкою – великі кристали огранені багатше, частота прояву практично всіх простих форм на них вища. Виняток становить призма $f \{011\}$, яка добре розвинена майже на всіх індивідах, незалежно від розміру.

9. Кластерний аналіз морфології 73 індивідів і зростків із заноришів дав підставу виділити шість типів кристалів волинських топазів. Враховуючи доцільність об'єднання кількох кластерів та виділення в окрему групу нетипових кристалів, пропонуємо для волинських топазів виділяти п'ять типів кристалів. Кожен морфологічний тип відповідає індивідам певного розміру. Багатоогранені великі кристали можуть слугувати індикатором умов утворення, зокрема повільного росту у середовищі з помірними пересиченнями.

10. На гранях поясу $[001]$ наявна вертикальна штриховка. На головках знайдені різноманітні фігури розчинення. На $c \{001\}$ вони мають форму вузьких западин, видовжених вздовж $[010]$, а на $f \{011\}$ – рівнобедрених трикутників. На $\beta \{012\}$ простежуються фігури розчинення у вигляді еліпсів, довга вісь яких паралельна $[010]$. На гранях $o \{111\}$ фігури розчинення мають форму глибоких жолобів, паралельних видовженню $[100]$.

11. Індивіди із зони вилуговування зазвичай характеризуються меншими розмірами і простішою морфологією. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M^{\beta} \{110\}$ та $l \{120\}$, що наявні на всіх кристалах. На головці встановлені грані пінакоїда $c \{001\}$, призм $\{011\}$, $d \{101\}$, діпірамід $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Морфологічно важливими на кристалах є лише три призми $M \{110\}$, $l \{120\}$ та $f \{011\}$, причому частота останньої вища, ніж у заноришах. В огранці головки домінує призма $f \{011\}$, тому більшість індивідів належать до адун-чілонського типу. Трапляються багатогранники ільменського типу. Діпіраміди є досить частими, хоча через малі розміри вони мають другорядне значення. Призма $d \{101\}$ фіксується рідше, ніж у заноришах. У зоні вилуговування наявні не тільки одноголові, а й двоголові індивіди призматичного габітусу.

Основні закономірності впливу температури утворення на кристаломорфологію топазу такі:

1. Рідкісні прості форми простежуються, зазвичай, на багатогранниках, що утворилися за високих значень температури.

2. Морфологічно важливі, виходячи з структурних чинників, прості форми $M\{110\}$, $l\{120\}$ та $f\{011\}$ фіксуються на кристалах топазу незалежно від температури, водночас важливість $o\{111\}$, $u\{112\}$, $s\{001\}$ та $b\{010\}$ з пониженням температури зменшується.

3. Прості форми $s\{001\}$, $d\{101\}$, $y\{021\}$, $X\{023\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$ є морфологічно важливими лише на високотемпературних топазах.

4. Низька частота прояву пінакоїду $b\{010\}$, ймовірно, пов'язана з дуже високою швидкістю росту, внаслідок чого її піраміда росту сходить на нуль і консервується у тілі анатомії кристала.

5. Загальна тенденція процесу – поступове спрощення габітусу і збільшення числа індивідів адун-чілонського типу у заноришах.

3.4.2. Анатомія кристалів

З погляду внутрішньої будови (анатомії) волинські кристали візуально діляться на дві крайні групи – однорідні (безбарвні або слабо забарвлені) та двоколірні з секторіальною будовою, віддекорованою неоднаковим забарвленням різних пірамід (секторів) росту. Індивіди першої групи трапляються у всіх мінерально-структурних зонах пегматитів, але найбільше характерні для зони вилуговування і підпегматитових метасоматитів, кристали другої групи – для заноришів. Наші дослідження свідчать, що ступінь візуальної однорідності кристалів тим більший, за однакових інших умов, чим більше було пересичення в середовищі топазоутворення.

Будемо описувати здебільшого двоколірні рожево-голубі кристали, хоча насправді це забарвлення є досить розмаїтим за відтінками. Прекрасними прикладами є поліхромні зразки топазу зі секторіальним розподілом забарвлення, які експоновані у Музеї коштовного та декоративного каміння (сmt Володарськ-Волинський Житомирської обл., нині сmt Хорошів), проілюстровані в Додатку 1.

Секторіальна будова кристалів – яскравий приклад кристалізації, коли одночасно формуються (ростуть) їхні неоднакові частини, інколи кардинально різні, наприклад, коли вони відповідають

3.4. Морфологія й анатомія кристалів

формально різних мінеральних видах або різновидах, внаслідок диференційованого відкладання речовини на гранях, що ростуть, які Ф. Бекке (1894) назвав конусами росту. Згодом таку внутрішню будову кристалів стали називати секторіальною або зонально-секторіальною, оскільки її складові на повздовжніх розрізах нагадують сектор.

Піраміди росту у кристалах топазу Волині завжди чимось розрізняються між собою, візуально найбільше забарвленням. Вперше з наукового боку звернув увагу на цю обставину Г.Г. Леммлейн (1973), який ще не знав поняття «анатомія кристалів», але розтлумачив причини секторіальної будови кристалів.

Г.Г. Леммлейн, дослідивши чимало кристалів, дійшов висновку, що топаз у процесі росту поглинає гранями $M \{110\}$, $o \{111\}$, у $\{021\}$ тривалентне залізо, яке забарвлює відповідні піраміди росту у коричнево-рожевий колір, а грані $l \{120\}$, $f \{011\}$, $u \{112\}$ сорбують

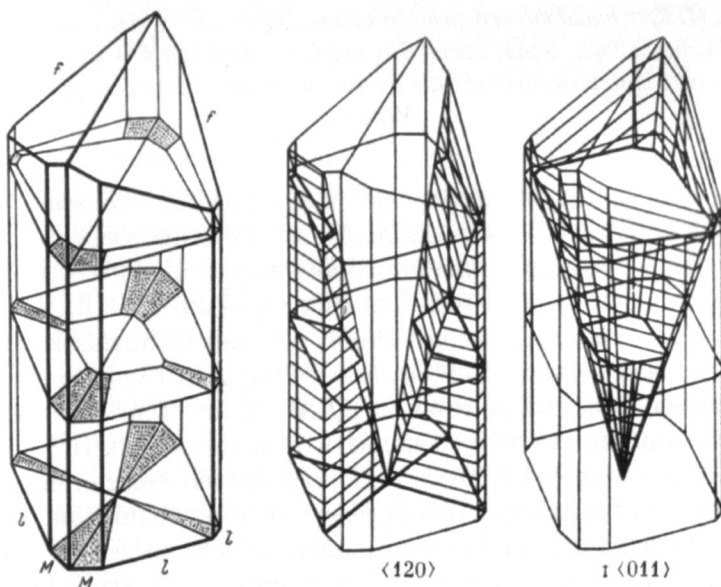


Рис 3.33. Анатомія кристалів топазу, побудована за розподілом забарвлення (крайній ліворуч рисунок, за Г.Г. Леммлейном) і геометричним способом (за Д.П. Григор'євим)

3. Топаз Волинського родовища

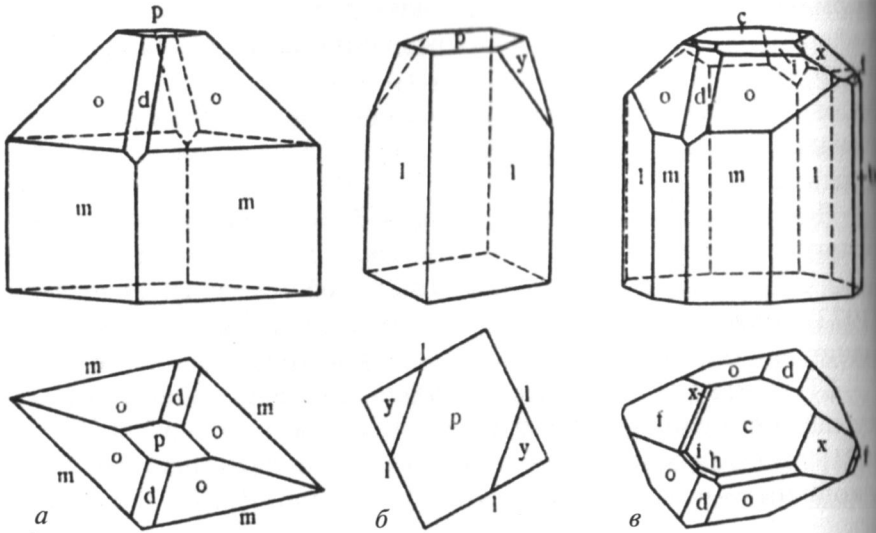


Рис. 3.34. Кристали топазу різного забарвлення: а – жовтувато-бурого, Ільменські гори, Урал, Росія; б – голубого, Алабашка, Урал, Росія; в – двоколірні, рожевувато-коричневі та голубі, Волинське родовище, Україна

двовалентне залізо, яке забарвлює їхні піраміди в голубий колір. Таким способом, тобто за розподілом забарвлення всередині кристалів, згодом геометричним способом, вдалося зобразити анатомію кристалів зі звичайними для них гранями $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $b \{010\}$ (рис. 3.33). Теоретично у великих волинських кристалах топазу ільменського типу можемо очікувати 17 пірамід росту.

Регіональний аналіз показав (Д.П. Григорьев, А.Г. Жабин, 1975), що кристали топазу з пегматитів Ільменських гір, на яких габітусними є грані $M \{110\}$ і $o \{111\}$, коричнево-рожеві, індивіди з домінуючими гранями $l \{120\}$ із пегматитів Алабашки на Уралі – голубі, а серед двоколірних волинських кристалів можна зустріти такі, які характеризуються добре розвиненими гранями $M \{110\}$ і $o \{111\}$, а також $l \{120\}$, $f \{011\}$ (рис. 3.34). Цей аналіз свідчить, що онтогенічна історія волинських топазів, яка відзеркалена передусім у їхній анатомії й зовнішній формі, складніша, ніж уральських

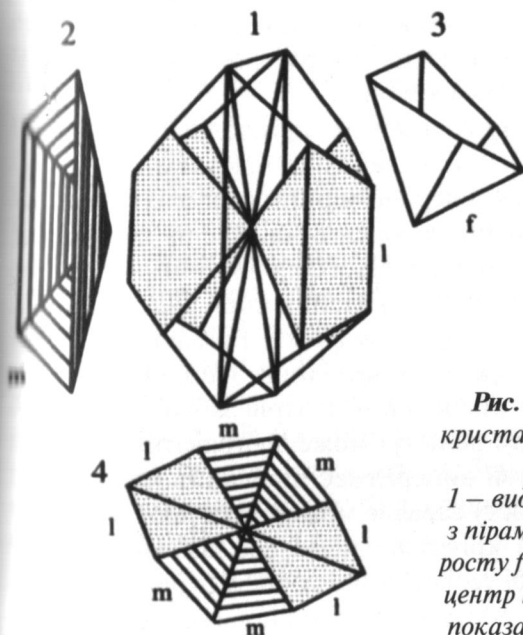


Рис. 3.35. Анатомія двоколірного кристала топазу «волинського» типу.

За Д.П. Григор'євим:

1 – виділені піраміди росту; 2 – одна з пірамід росту m ; 3 – одна з пірамід росту f ; 4 – поперечний перетин через центр кристала; рожеве забарвлення показано крапками, голубе – лініями

топазів, і, як показано нижче (див. підрозділ 3.7), більше чи менше пов'язана з їхнім полігенетичним походженням.

Цікавий приклад двоголових і двоколірних, морфологічно зідеалізованих волинських кристалів «волинського» типу з пірамідами росту $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, навів Д.П. Григор'єв (1998) (рис. 3.35).

Насправді різноколірні піраміди росту волинського топазу містять, інколи поза зв'язком із забарвленням, різні дефекти, насамперед центри забарвлення та люмінесценції – електронно-діркові центри, фізичну природу яких розглянуто нижче (пункт 3.6.1). Зараз лише зазначимо, що типове ідіохроматичне забарвлення волинського топазу іонами-хромофорами (Fe, Ti), яке наведено у працях Г.Г. Леммлейна (1973) та Д.П. Григор'єва і А.Г. Жабіна, не підтверджено сучасними дослідженнями.

Зональність і секторіальність зазвичай добре проявлені в одному й тому ж індивіді. Іншими словами, ці найголовніші елементи анатомії кристалів споріднені самим механізмом росту мінералів

шарами. Звідси впливає зональна (шарувата) будова пірамід росту, яка, наприклад, добре проявлена у турмалінах, плагіоклазах, слюдах, кварці тощо на макро-мікрорівні.

Зональність пірамід росту волинських кристалів топазу візуально практично не проявлена. Зазвичай вони мають однорідну будову, яка інколи ускладнюється нерівномірним розподілом забарвлення, твердими та флюїдними включеннями. Але це не означає, що піраміди цілком позбавлені шаруватої будови. Вона неодмінно є, необхідно лише знайти спосіб її виявлення (див. рис. 1.22). Відсутність макроскопічного прояву зональності тлумачиться наявністю у кристалохімічній формулі топазу лише «безбарвних» атомів і відносно рівномірним розподілом центрів забарвлення. Немаловажну, якщо не основну, роль тут може відігравати дифузія, а саме: коли швидкість дифузії випереджає швидкість росту кристала, зональність пірамід росту втрачає можливість проявитись.

Морфологія й анатомія кристалів тісно, як зазначено вище, взаємопов'язані. Уявімо собі теоретичний варіант. Кристал топазу вибудовує на всіх стадіях росту форму, підпорядковану закону Браве. У цьому випадку отримаємо анатомію, сформовану пірамі-

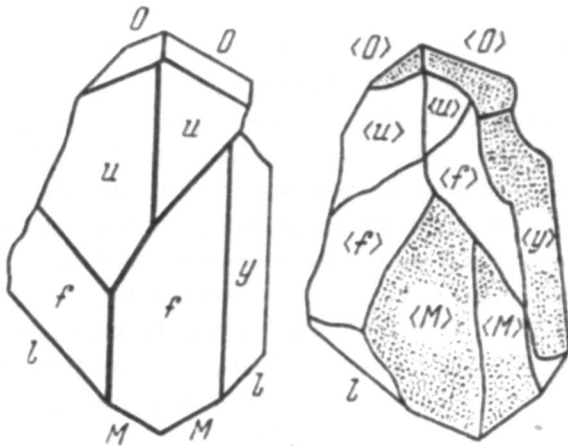


Рис. 3.36. Схема розподілу голубого і рожевого (показано крапками) забарвлення у «кривобоких» пірамідах росту на головці кристала топазу. За Г.Г. Леммлейном. Волинське родовище, Україна

3.5. Включення в кристалах

рами росту, які будуть обмежені плоскими, прямолінійними та гостровершинними елементами. Реально в природі ростуть у тій чи іншій мірі морфологічно дисиметризовані кристали. Відповідно спостворюється їхня анатомія. Ступінь ускладнення меж та форм пірамід росту тим більший, чим більша відмінність швидкості росту граней, що стикаються і формують піраміди. Цей випадок ілюструємо асиметричною головкою волинського кристала (ріс. односторонньо), в якому зафіксовані *кривобоки піраміди росту* (рис. 3.36). Тому у волинських кристалах зазвичай спостерігаємо не чіткий контакт, який розмежовує піраміди, а розпливчасту смугу.

Декілька слів про природу секторіальності (гетерогенності) волинських кристалів, спричинену фізично та хімічно різними пірамідами росту. Це питання у нашому випадку досконало не вивчено, тому будемо міркувати здебільшого у передбачувальному контексті. Відповідно до літературних даних (див. підрозділ 1.3) можна очікувати в топазах Волині три основні типи пірамід росту: $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$ – ромбічні (зовнішня симетрія грані $mm2$); $\langle hkl \rangle$ – моноклінні (m), $\langle hkl \rangle$ – триклинні (1). Чітка кореляція між забарвленням і симетрією пірамід відсутня, оскільки забарвлення спричинюється точковими дефектами, а симетрія – макрокристалогімічними показниками, хоча певний зв'язок простежується.

Перша і основна причина гетерогенізації (дисиметризації) кристалів (поява різносиметричних пірамід росту) – входження у кристалічну структуру чималої кількості гідроксилів, які своїм входженням і характером заселення лігандних позицій знижували, залежно від умов кристалізації, симетрію різних пірамід росту.

Отже, у висвітленні анатомії волинських кристалів топазу зроблено лише перші кроки. Ґрунтовне з'ясування її кристалогімічної й генетичної природи – завдання для майбутніх дослідників.

3.5. Включення у кристалах

Продовжуючи висвітлювати анатомію топазу, ми зосередимо тут увагу на включеннях, здебільшого твердих. Флюїдні включення розглянемо у генетичному підрозділі. Включення нерозривно пов'язані з історією індивідів, є своєрідними елементами їхньої

3. Топаз Волинського родовища

анатомії, впливають на прозорість кристалів, можуть бути причиною забарвлення й показниками якості ювелірної сировини.

Топаз містить численні вclusions інших мінералів, зрідка самого себе. За літературними даними (Тораз, 2011), серед твердих мінеральних включень топазів світу діагностовано такі*:

актиноліт	флюорит*	пірохлор
альбіт*	гетит	пірофіліт
апатит	гетит (гельвін)	піротин
арсенопірит	гематит	квітінлінгіт
біотит	горнбленд	кварц*
бісмут	ільменіт	рутил
бісмутиніт (бісмутин)	каолініт*	санідін
біксбіт	кіаніт	силіманіт
брукіт	лепідоліт	спесартин
кальцит	магнетит	сфалерит
каситерит	(манган) колумбіт*	топаз*
халькопірит	(манган) танталіт	турмалін
хлорит	монацит*	тремоліт
хлоритоїд	мусковіт	варламовіт
кубаніт	фенакіт*	вавеліт
доломіт	флогопіт	вольфраміт
польовий шпат*	протолітійоніт*	цинвальдит
(фтор) апатит	псевдобрукіт	циркон*
уранініт*	флюоцерит*	

У списку, який стосується пегматитів Волині, відсутні турмалін, магнетит, гематит, ільменіт, рутил, каситерит, берил, гіпс, вівіаніт, які наведено у праці М.М. Івантишина та ін. (1957), але подальшими дослідженнями не підтверджено.

Дочірні кристали (мінерали-в'язні) у флюїдних і розплавних включеннях топазу (Тораз, 2011):

альбіт	криолітійоніт	піротин
амблігоніт	ельпасоліт*	кварц*
ангідрит	евклаз*	раманіт-Cs
апатит	галіт*	сасолін
авогардит	гамбергіт*	сидерит
бейкерит	гематит	сфалерит

3.5. Включення в кристалах

берборит	гієратит	сірка
бертрандит	$KBeF_4$	станіт
берил	каліюфіліт	сильвін*
берилоніт	кальсіліт	типлеїт*
боракс (бура)	лякруаїт	тунгстеніт
кальцит	мусковіт	улексит
каситерит	нахколіт	вільйоміт
хондродит	ортоклаз	вавеліт
кристобаліт	фенакіт	zabuyelite
кріоліт*	протолітіоніт	караколіт*

опал (опалоподібна речовина)*.

Зірочкою позначені мінерали, виявлені в топазі Волинського родовища, зірочкою і грубим шрифтом – виявлені лише в топазі Волинського родовища (Д.К. Возняк, 1971, 2007, 2014; Д.К. Возняк, С.С. Остапенко, В.І. Павлишин та ін., 1998; Д.К. Возняк, В.М. Хоменко, 2015; М.Н. Ивантишин и др., 1957; В.А. Калюжний, 1954, 1958, 1982; В.А. Калюжний, Д.К. Возняк, Г.М. Гігашвілі та ін., 1971; В.А. Калюжний, З.И. Йорыш, 1962; В.А. Калюжний, Ю.В. Ляхов, 1962; К.М. Калюжная, В.А. Калюжний, 1963; Г.Г. Леммлейн, 1973).

Тверді включення діагностовано в кристалах топазу всіх морфологічних типів. Вони є більшими, ніж у кварці, що може бути наслідком повільного росту, і мають певне генетичне або генетико-прикладне значення. Наприклад, якщо включення протолітіоніту у топазі наділені ознаками сингенетичності з мінералом-господарем (див. також нижче), то:

- вони – включення і господар – належать до однієї парагенетичної асоціації;

- можна визначити температуру їхньої кристалізації за геофториметром Li-Fe-слюд (А.М. Аксюк, 2004), до яких належить протолітіоніт;

- за даними щодо тонкої кристалічної структури протолітіоніту відкривається можливість з'ясувати кінетичні параметри росту топазу;

- розширюється уявлення про хімічний склад середовища топазоутворення;

– можна визначити точно ізотопний вік цієї асоціації, оскільки маємо ідеальну ситуацію надійно законсервованого первісного співвідношення K і Ag у протолітійніті;

– використати конституцію протолітійніту для напрацювання критеріїв рудоносності камерних пегматитів (В.И. Павлишин и др., 1991).

До сингенетичних включень у топазі також належить альбіт, колумбіт, флюоцерит, кварц, фенакіт, до протогенетичних – альбіт, монацит, кварц, кріоліт, циркон, уранініт (Д.К. Возняк, 2014).

Сумісний ріст флюориту з топазом обґрунтовано на прикладі включень флюориту (рис. 3.37), хоча в певних умовах, ймовірно, за високої активності Ca^{+1} і F^- , замість топазу росте флюорит. Тут топаз і флюорит виступають як мінерали-антагоністи. У ролі остан-

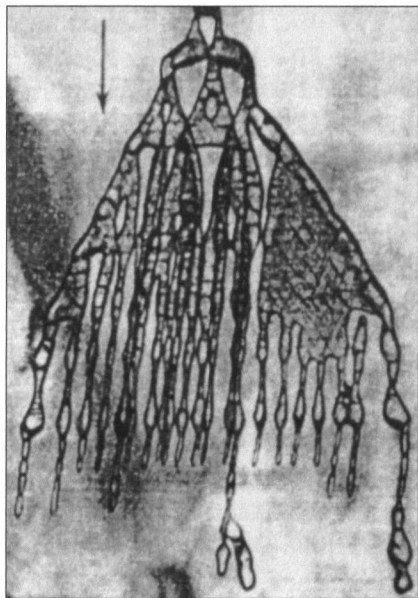


Рис. 3.37. Мітлоподібне сингенетичне включення флюориту в топазі Волинського родовища. Зб. ~50. За В.А. Калюжним і Ю.В. Ляховим

ніх у камерних пегматитах Волині проявили себе також топаз і берил. Вірогідно тому досі не знаємо жодного випадку знаходження сингенетичних включень берилу в топазі й навпаки. Ґрунтовніше зупинимося на деяких генетично значимих включеннях у топазі.

Насамперед звернемо увагу на вже згадувані вище сингенетичні включення протолітійніту-3T у топазі (В.И. Павлишин и др., 1968; В.И. Павлишин и др., 1981), який виріс на кварцовому субстраті й належить до ільменського типу (рис. 3.38, 3.39). Розподілені включення слюди так (рис. 3.40):

1. Основна маса включень (> 90 %) приурочена до ділянок, забарвлених у рожево-бурий колір. Це піраміди росту $\langle 110 \rangle$,

3.5. Включення в кристалах

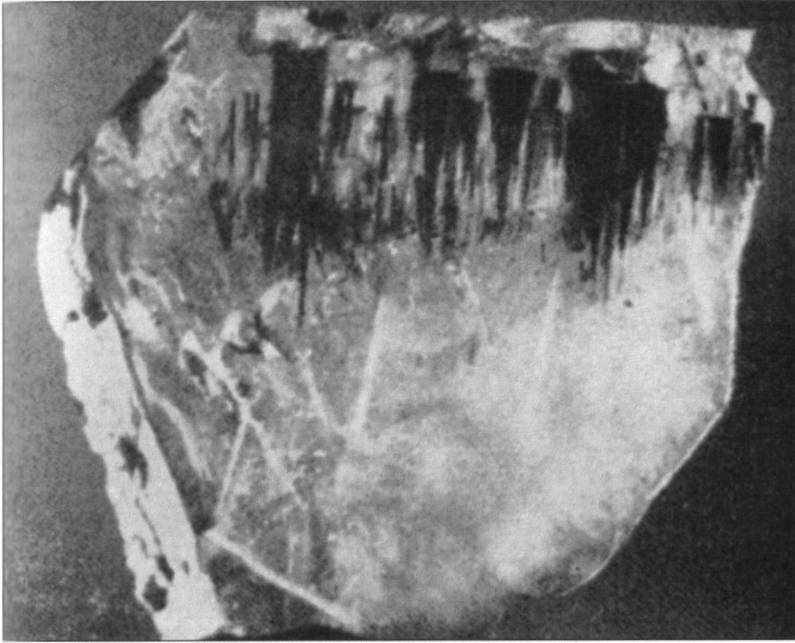


Рис. 3.38. Пірамідальні включення протолітійоніту-3Т у топазі. Довша вісь пірамід орієнтована перпендикулярно до $\{110\}$. Зб. 1,2

2. З чотирьох геометрично можливих пірамід росту граней $\{110\}$ переповнені включеннями лише дві суміжні.

3. У пірамідах росту $\langle 120 \rangle$, забарвлених у голубий колір, знаходяться рідкісні, невеликі та різноорієнтовані включення.

4. Якщо кристал топазу зрощений з іншим індивідом, то включення слюди містяться лише в пірамідах росту граней, які не дотикаються.

Сингенетична природа включень підтверджується індукційною штриховкою на кристалах. Вибіркова приуроченість включень до $\langle 110 \rangle$, ймовірно, обумовлена дією двох чинників – притягувальною силою особливих точок на грані $\{110\}$, наприклад, вакансій, та скерованістю флюїдного потоку, насиченого слюдоутворювальними компонентами, у бік граней $\{110\}$, які сорбували ці компоненти.

3. Топаз Волинського родовища



Рис. 3.39. Морфологія неоднаково орієнтованих індивідів протолітіоніту-3Т. Зб. 20

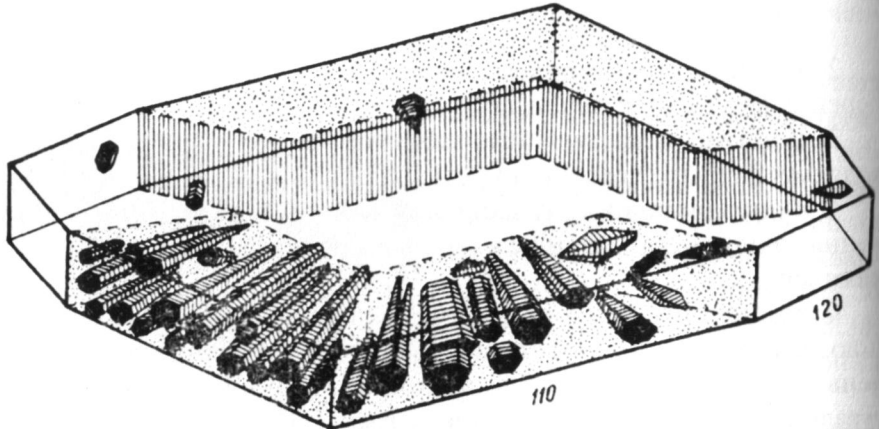


Рис. 3.40. Схематичний рисунок розподілу включень протолітіоніту-3Т у спайній пластинці топазу. Крап – бурувато-рожеві піраміди росту $\langle 110 \rangle$, біле – голубі піраміди $\langle 120 \rangle$

3.5. Включення в кристалах

Рідкісний випадок, коли вдалося ґрунтовно – на атомному та електронному рівні – дослідити включення в мінералі, у нашому випадку протолітійніт-3Т (В.И. Павлишин, 1983), типоморфні особливості якого засвідчують специфічні умови кристалізації, які до певної міри можна проектувати на топаз:

1. Ця модифікація росте, коли виконується умова упорядкованого розподілу катіонів у його структурі, якому сприяло слабке пересичення середовища та пов'язаний із ним повільний ріст, помірні температура (висока температура буде гальмувати упорядкування катіонів), невеликий тиск (великий тиск сприятиме переходу $3T \rightarrow 2M_1$), відносно низьке рН і загалом спокійна тектонічна обстановка.

2. Найоптимальніші умови для росту протолітійніту-3Т створювалися в ранню й середню стадії післямагматичного процесу, тобто в стадію, коли мінералоутворювальне середовище ще не сильно було збагачене Li, завдяки чому зреалізована важлива кристалохімічна особливість конституції протолітійніту-3Т – обмежене входження Al в його структуру (і лише в позицію A_2) шляхом ізоморфного заміщення $LiAl \rightarrow 2R^{2+}$.

3. Універсальне прикладне значення має така залежність: кількість кристалосировини (п'єзокварцу, коштовного каміння) у пегматитах тим краща, чим вищий ступінь упорядкованості катіонів у кристалічній структурі сингенетичних Li-Fe слюд (В.И. Павлишин і др., 1981, 1991).

Особливе значення мають радіоактивні мінерали-включення у волинському топазі для визначення їхнього орієнтовного віку (Д.К. Возняк та ін., 1998; Д.К. Возняк, 2007).

Використати вміст U, Th, Pb у мінералі для визначення віку його утворення можна за таких умов:

– первісний склад мінералу не містить Pb або його кількість була мізерною;

– уран-торій-свинцева система мінералу протягом всього часу його існування була замкненою.

З огляду на це було звернуто увагу на чотири включення мінералів у топазі – уранініт, циркон (малакон), монацит і флюоцерит (рис. 3.41).

3. Топаз Волинського родовища

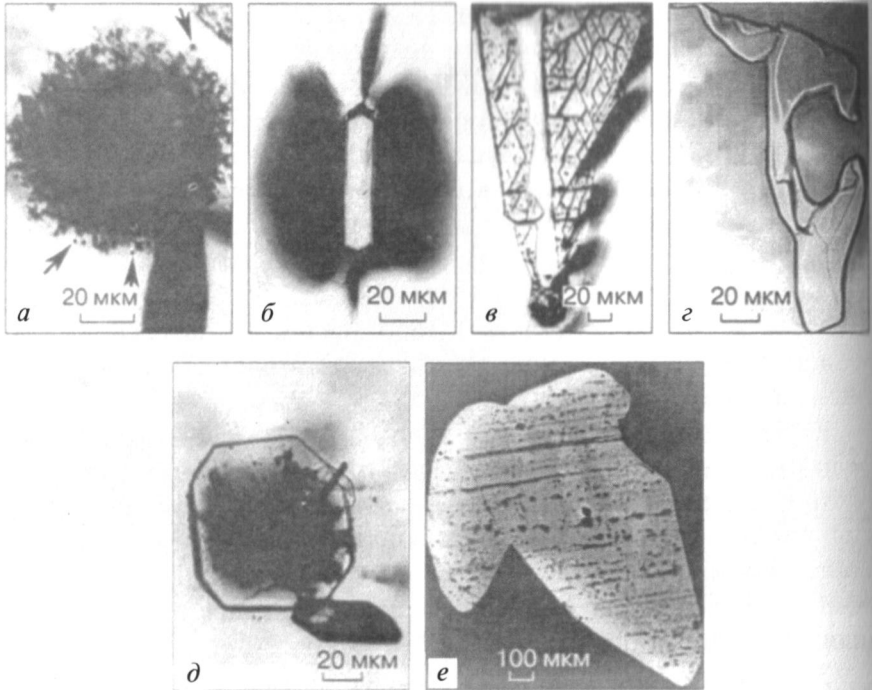


Рис. 3.41. Включення уранініту (а), циркону (б), флюоцериту (в) та монациту (г–е) в топазі із пегматитів Волині (стрілками вказані газові включення неправильної форми навколо уранініту у зоні аморфізованого топазу (а)). Темні ділянки навколо включень циркону (б) і флюоцериту (в) зумовлені відбиттям прохідного світла від «сухих» тріщин розриву, що виникли внаслідок різниці показників розширення мінералів включень і мінералу-господаря. Вид зйомки: а–д – у прохідному світлі; е – у розсіяних електронах. За Д.К. Возняком

Задекларований хімічний метод визначення віку мінералів, на перший погляд простий, насправді є методично складним (див. вище зазначені праці), тому зупинимося нижче лише на деяких висновках:

1. Обчислений вік утворення кристала А циркону становить 1748 ± 95 (середній з 18 аналізів), кристала Б – 1705 ± 97 млн років (середній з 13 аналізів). Інші три включення циркону аналізували

3.5. Включення в кристалах

лише в 1–3 точках. Отримане значення віку коливається в межах від 1599 ± 97 до 2271 ± 117 млн років.

2. Кожне з чотирьох включень уранініту аналізували лише в 1–2 точках. Діапазон віку значно вужчий – від 1753 ± 91 до 1955 ± 101 млн років.

3. Вік утворення монациту й флюоцериту у різних точках аналізу становив від 0 до 3297 млн років. Було вивчено дуже великі за розмірами включення (до 0,15–0,18 мм). Для того щоб отримати достатньо близьке до середнього значення вмісту U, Th, Pb у них, потрібно було б виконати величезну кількість аналізів. Хоча такий підхід є нераціональним, проте він дає змогу отримувати достовірні результати.

Становлення гранітів рапаківі головної фази формування Коростенського плутону (за ізотопними даними) відбулося $1767 \pm 2,2$ млн років назад, а біотитових гранітів Лизниківського масиву (пізнішої фази укорінення), яке за часом ближче до формування пегматитів Волині, – 1752 ± 15 млн років (В.М. Верховляд, 1995). Ці значення дорівнюють або близькі до розрахованого віку утворення кристалів А і Б циркону, а також уранініту.

Отже, встановлено, що мікровключення уранініту, циркону та флюоцериту, які з часу консервації в топазі більше не контактували з мінералоутворювальним флюїдом, відзначаються нерадіо-генним порушенням співвідношень між вмістом Pb, з одного боку, та вмістом U і Th, з іншого, й мають навколо себе незаліковані, невеликі за розмірами (звичайно 0,1 мм) тріщини розриву. Вони, як правило, не виходять за межі мінералу-господаря й виникають внаслідок релаксації динамічних напруг між включеннями і топазом. Межі коливання розрахованого віку утворення речовини в точках електронно-зондового аналізу в уранініті та цирконі – порівняно малі, а в монациті й флюоцериті – дуже великі.

Точне значення концентрацій U, Th, Pb в усьому об'ємі включення, сформованого на одному віковому етапі, є основною передумовою отримання достовірного і точного (в межах похибки) віку. При використанні електронно-зондового аналізу перевагу слід надавати включенням: а) малого розміру (до 10–20 мкм); б) з великим вмістом радіоактивних елементів. Для визначення

концентрацій U, Th, Pb треба використовувати інші, точніші, ніж електронно-зондовий, аналізи, що давало б змогу досліджувати значний або весь об'єм речовини мінералу-включення.

Датування за мінералами-включеннями (незважаючи на жорсткі вимоги до їх відбору для аналізів) можуть бути важливим додатковим методом отримання приблизного віку утворення багатьох геологічних об'єктів (гідротермальних утворень, пегматитів, гіпабісальних та ефузивних порід тощо).

Не можемо залишити поза увагою недавно відкриті й генетично цікаві включення із опалоподібною речовиною у кристалі волинського топазу (Д.К. Возняк, В.М. Хоменко, 2015). Вони представлені сингенетичними рідинно-газовими включеннями (водного розчину ~40 %) й включеннями, що містять тверду фазу опалоподібною речовини незвичної будови. Перші включення гомогенізуються в діапазоні 407–410 °С в газову фазу, густина якої близька до критичної. Температура евтектики водного розчину дорівнює $-21,1^{\circ}\text{C}$, а температура плавлення льоду ($T_{\text{пл}}$) $-3,4^{\circ}\text{C}$, що відповідає концентрації 5,5 мас. % NaCl. За даними інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії, рідка фаза включення містить воду з розчиненим у ній CO_2 , а газова – лише CO_2 . Тверда фаза, що подібна до опалу, займає ~70 % об'єму включення, решта його порожнини заповнена газом. Тверда фаза складена сферолітами діаметром 5–6 мкм, має радіально-променеву будову й численні бурульки. Вона оптично ізотропна й індіферентна до ультрафіолетового випромінювання, у відбитому світлі має слабе молочно-біле забарвлення. У процесі нагрівання у включенні за температури 370 °С з'являється рідина, представлена майже чистою водою ($T_{\text{пл}}$ льоду дорівнює $-0,2^{\circ}\text{C}$). Рідина гомогенізується за температури 376 °С у критичну фазу. У процесі зниження температури (~370 °С) вода сорбується твердою фазою. Сорбція-десорбція води твердою речовиною включення відбувається в інтервалі 370–376 °С. ІЧ-спектри твердої фази практично ідентичні до спектрів природних опалів. Встановлено, що опалоподібна речовина включення генетично пов'язана з високо-температурним (~410 °С) процесом появи у пегматитах водного розчину з високим вмістом SiO_2 . Ймовірно, що поширені в камерних пегматитах Волині опали також утворилися подібним чином,

3.6. Фізичні властивості кристалів

тому їхнє становлення синхронне з періодом формування пегматитів, який відповідає протерозойському часу. Отже, можемо говорити про певну аномалію, іншими словами – про невеличку сенсацію, оскільки опал докембрійського віку теоретично заборонений.

Зрозуміло, що наведені факти і приклади не охопили всі питання, які так чи інакше стосуються мінеральних включень (Д.К. Возняк, 2014). Зокрема, ми не зачепили тут архіважливе питання, яке розглянуто у генетичному підрозділі 3.7. Воно стосується топазових включень, що містять велику кількість мінеральних фаз, а також водний розчин і газ. Їхнє дослідження призвело до помилкового судження про фізико-хімічні умови кристалізації топазу (Г.Г. Леммлейн и др., 1962).

3.6. Фізичні властивості кристалів

Ці властивості визначаються передусім вмістом і співвідношенням F і OH, оскільки кількість решти компонентів змінюється незначно. У табл. 6 наведено середні значення кута оптичних осей 2V за 20–25 замірами у мікроскопі. Варіації його величини незначні, але вони є, часто навіть у межах однієї спайної пластинки розміром $\sim 10 \text{ мм}^2$. Коливання 2V, як і інших властивостей у межах одного кристала, спричинено насамперед гетерогенною внутрішньою будовою, яка в свою чергу пов'язана з хімічним складом, структурним станом, температурою кристалізації й кінетикою охолодження пірамід росту. Якщо проводити паралель зі зміною 2V у калійових польових шпатах, у яких цей кут збільшується по мірі триклінізації моноклінних кристалів (зниження температури кристалізації), то напрашується такий попередній висновок: перехід від ромбічних індивідів до моноклінних і триклінних (або ж такий перехід між пірамідами росту в межах одного кристала) супроводжуватиметься (за однакових інших умов) збільшенням величини 2V, засвідчуючи в цьому процесі важливу роль температурного чинника.

Наведемо приклади. У високотемпературному (пегматоїдна зона повнодиференційованого пегматиту; $T_{\text{крис.}} > 400 \text{ }^\circ\text{C}$) слабо забарвленому з візуально однорідною анатомією кристалі льмен-

ського типу $2V = 62^\circ$. Графік залежності $2V$ від хімічного складу цього зразка (табл. 6, рис. 1.21) показує інше значення – $\sim 57^\circ$. Більш фтористий зразок із зони вилуговування цього ж пегматиту, що виріс в умовах нижчої температури ($< 400^\circ\text{C}$), характеризується $2V = 64,5^\circ$ (табл. 6), який збігається зі значенням, отриманим графічним способом (рис. 1.21). З цього порівняння випливає, що високотемпературний зразок засвідчує невідповідність його величини $2V$ хімічному складу, що, ймовірно, є наслідком ростової дисиметризації кристалічної структури або її зміни на післякристалізаційному етапі життя кристала. Для підтвердження (спростування) наведених вище міркувань необхідні додаткові спеціальні дослідження, які поки що немає змоги провести.

На загал на прикладі волинських топазів підтверджується наближена до прямої залежність величини кута $2V$ від вмісту фтору. Однак вона порушується дисиметризацією структури, ступінь прояву якої може бути істотно різною в неоднакових пірамідах росту одного кристала.

Показники заломлення топазу помітно зменшуються (у третьому знаку після коми) при переході до більш збагачених фтором різновидів (табл. 6). У межах одного кристала, точніше в різних пірамідах росту, ці оптичні константи розрізняються у четвертому знаку (Г.Г. Леммлейн, Н.М. Меланхолин, 1951): показник заломлення n_p голубого топазу дорівнює 1,6130, рожевого – 1,6129. З цими даними корелює (обернена залежність, див. рис. 1.21) величина кута оптичних осей – $2V$ голубого топазу дещо менший, ніж рожевого (Г.Г. Леммлейн, Н.М. Меланхолин, 1951; наші заміри).

Незначна відмінність існує також між твердістю кристалів топазу з різним вмістом гідроксилу. Вхідження останнього у кристалічну структуру знижує твердість (у нашому випадку з 2173 до 2165 кг/мм², табл. 6), ймовірно, у зв'язку зі зростанням у структурі частки слабого водневого зв'язку.

Топаз серед хімічно споріднених острівних силікатів вирізняється підвищеною густиною. Звідси його ще одна народна назва – «тяжеловес». Фахівці всього світу, передусім гемологи, для його ідентифікації використовують так звані важкі рідини. Наприклад, у розчині йодистого метилену плавають кварц, берил,

турмалін, хризопраз та інші подібні один до одного в обробленому вигляді мінерали, а топаз тоне.

Важливо також те, що кристали топазу Волині істотно електризуються, передусім у процесі нагрівання (піроелектрика).

3.6.1. Природа забарвлення і люмінесценції кристалів

Вище неодноразово згадано про розмаїте забарвлення волинського топазу – голубе, рожеве, рожево-димчасте, рожево-бурувате, ясно-коричневе, голубувато-зелене, солом'яно-жовте, ясно-жовте, червонувате. Малі кристали здебільшого не забарвлені або слабо забарвлені, середні та великі – забарвлені.

За розподілом забарвлення всередині кристалів останні поділяються на однобарвні (голубі або рожеві різної інтенсивності) та двобарвні (голубувато-рожеві). Кристали ільменського типу мають переважно рожеве або рожево-коричневе забарвлення різних відтінків, адун-чілонського – голубе, голубувато-зелене, але й відомо чимало відхилень від цієї закономірності. Коли домінують $\{110\}$ і $\{001\}$, то кристали переважно рожеві, коли $\{120\}$ і $\{011\}$ – блакитні. Двоколірні кристали мають деякий проміжний розвиток зазначених простих форм, хоч абсолютно чітких закономірностей не простежується (див. також рис. 3.34).

Двоколірні кристали – класичний приклад секторіального розподілу забарвлення, тобто приклад синхронного росту різних пірамід росту з неоднаковим забарвленням, спричиненим не генетичними, а кристалохімічними чинниками. За даними Г.Г. Лемлейна і Н.М. Меланхоліна (1951), рожеве забарвлення приурочено до пірамід росту $\langle 110 \rangle$, $\langle 111 \rangle$ і $\langle 021 \rangle$, голубе – до $\langle 120 \rangle$, $\langle 011 \rangle$ і $\langle 112 \rangle$. З огляду на це анатомія волинських топазів свідчить, що їхні двоколірні кристали збудовані пірамідами різної ювелірної якості.

Зонально забарвлені волинські кристали – велика рідкість. До того ж зональність не контрастна і спостерігається здебільшого на спайних уламках.

Забарвлення волинського топазу привернуло увагу дослідників ще на початку минулого сторіччя, насамперед тому, що воно при нагріванні (300–320 °C) або після тривалого перебування під

сонцем знебарвлювалося. Після опромінення високоенергетичним промінням колір кристалів відновлювався, але по-різному. Крім того, вчені й практики, найкраще Д.К. Возняк, неодноразово у прозорих різновидах спостерігали голубу облямівку навколо включення радіоактивного мінералу.

Загалом наукове вивчення природи забарвлення топазу, у тому числі волинського, триває понад століття. Історія цього дослідження віддзеркалює різні етапи розвитку фізичних методів і теорій, тому варто хоча б стисло звернутися до її найцікавіших і найінформативніших сторінок.

Термічна нестійкість забарвлення топазу відома була ще з часів М.І. Кокшарова. Особливу стурбованість з цього приводу висловив К. Дельтер у своїй книзі «Радій і колір» (1910), який, зокрема, встановив, що безбарвний топаз забарвлюється у рожевий колір після опромінення еманациями радію. В.Н. Андреев (1935) поставив завдання штучно відтворити забарвлення волинських кристалів. За його даними, безбарвні пластинки під дією гамма-променів набувають світлого золотисто-жовтого забарвлення, інтенсивність якого дещо зростає зі збільшенням дози опромінення. Цей дослідник також встановив, що голубі волинські кристали після рентгеновського опромінення набувають рожево-коричневого відтінку. Згодом виявилось, що штучне забарвлення також не стійке.

Всередині ХХ ст., коли вже добре була напрацьована теорія і практика забарвлення речовин *хромофорами* (термін запропонував О. Вітт), Г.Г. Леммлейн і Н.М. Меланхолін (1951) вирішили перевірити вплив нагрівання і опромінення на голубе і рожеве забарвлення волинського топазу. Вони досконало дослідили спайний двоколірний уламок товщиною 6 мм, з якого виготовили пластинку розміром 25 × 25 мм, згодом розрізавши її на дві половини (I і II на рис. 3.42). Половина-II нагрівалася до 350–400 °С упродовж чотирьох годин, внаслідок чого рожеве забарвлення зникло цілковито, голубе виявилось дещо стійкішим, хоча істотно знебарвилося. Потім обидві половини були з'єднані і опромінені рентгеновським промінням таким чином, що опромінювалася лише певна частинка кожної з половинок пластинки (див. смугу III на рис. 3.42). Талановито поставлений експеримент дав змогу за-

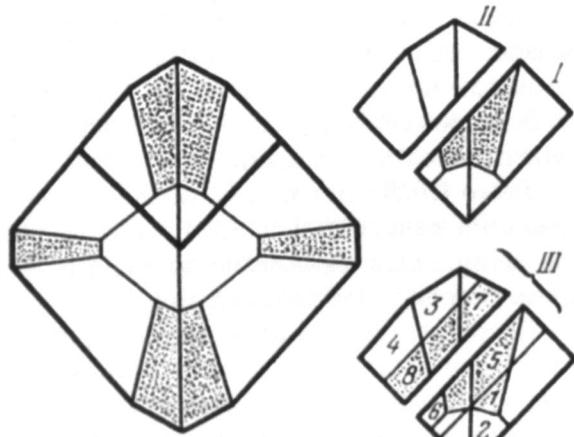


Рис. 3.42. Схема розподілу забарвлення у зразку топазу, який нагрівався й опромінювався (пояснення позначень див. у тексті). За Г.Г. Леммлейном і Н.М. Меланхоліним

фіксувати та співставити у восьми полях одного й того ж зразка топазу: 1) природне рожеве забарвлення; 2) природне голубе забарвлення; 3) вплив нагрівання на рожеве забарвлення; 4) вплив нагрівання на голубе забарвлення; 5) дію опромінення на природне рожеве забарвлення; 6) дію опромінення на природне голубе забарвлення; 7) дію опромінення на знебарвлене нагріванням рожеве забарвлення; 8) дію опромінення на знебарвлене нагріванням голубе забарвлення.

На підставі результатів дослідження волинського топазу, які самі дослідники вважали попередніми, було зроблено такі висновки (Г.Г. Леммлейн, Н.М. Меланхольн, 1951):

1. Нагрівання голубого та рожевого топазу спричиняє їх знебарвлення. Голубе забарвлення дещо стійкіше рожевого.

2. Після опромінення рентгенівськими променями знебарвленого топазу його зразки, які були до знебарвлення і голубими, і рожевими, набули рожевого забарвлення, майже ідентичного першій рожевому.

Центри рожевого забарвлення, ймовірно, не можуть виникнути або вірогідність їх виникнення дуже мала до тих пір, поки не

знебарвляться центри голубого забарвлення. Це дає підставу передбачати – рожеве та голубе забарвлення топазу створюється одним й тими же центрами забарвлення, які перебувають у різних станах.

3. Як рожеве, так і голубе забарвлення кристалів топазу спричинено однією й тією ж домішкою у різних станах, ймовірно, залізом.

Тобто Г.Г. Леммлейн і Н.М. Меланхолін були за один крок від визнання радіаційної природи забарвлення волинського топазу, але залишилися, відповідно до рівня тодішніх знань, на позиціях хромофорної теорії забарвлення.

Вперше питання про не хромофорну природу волинського топазу було поставлено київськими авторами колективної монографії (М.Н. Ивантишин и др., 1957): «... окрашивание топазов не вызвано наличием тех или иных примесей, как красителей, тем более, что спектральный анализ также не дает для такого суждения никаких оснований. Окраска топаза связана, надо полагать, с изменением электростатического состояния ионов и их энергией возбуждения, что вызывает поглощение соответственных волн света». На загал передбачення авторів про, як ми нині кажемо, радіаційну природу забарвлення волинського топазу підтвердилося, хоча без навіть натяків на участь у забарвленні електронно-діркових центрів. На їхню думку голубе забарвлення, яке зазвичай концентрується у центральній частині кристалів, характеризується найменш деформованим опроміненням ділянки.

У 50–60-х роках ХХ ст. у мінералогії стверджується нове поняття – електронно-діркові центри, яке дуже швидко набуло загального значення. Саме в цей час у Києві в Інституті геологічних наук АН УРСР, згодом в Інституті геохімії та фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України), природа забарвлення волинського топазу привертає увагу світлої пам'яті О.М. Платонова (1937–2016) – майбутнього лідера у галузі фізики мінералів. Олексій Миколайович спільно зі своїми учнями напрацьовує сучасні моделі центрів забарвлення волинського топазу (А.Н. Платонов, 1976; А.Н. Платонов, В.П. Беличенко, 1964, 1965; А.Н. Платонов и др., 1984). Він, зокрема, солідаризується з поглядами своїх попередників стосовно природи забарвлення кристалів жовтого,

3.6. Фізичні властивості кристалів

рожевого, рожевувато-бурого забарвлення, яке пов'язується з дефектами кристалічної структури і спричинюється опроміненням високоенергетичними квантами (за тодішньою термінологією — так зване субстрактивне фарбування). Різні дефекти кристалів впливають на енергетичний стан електронів. У них електрони, збуджені опроміненням, локалізуються на певному дефекті структури та утворюють дефектні центри захоплення. Останні наділені поглинанням, зміщеним у довгохвильову частину спектру у порівнянні з власним поглинанням кристала. У процесі нагрівання центри руйнуються — субстрактивно забарвлені кристали знебарвлюються. Руйнація центрів забарвлення супроводжується термолюмінесценцією (А.Н. Платонов, В.П. Беличенко, 1964, 1965), про яку мова йтиме нижче.

Рожеві топази показують інтенсивну термолюмінесценцію (ТЛ) у відносно широкому температурному інтервалі з максимумом близько 230 °С. Спостерігається залежність інтенсивності свічення від густини забарвлення волинського топазу (рис. 3.43, криві 2, 3). Рожевувато-бурі топази наділені ТЛ, інтенсивність якої в 10–100 разів перевищує свічення слабо забарвлених кристалів (рис. 3.44). Ця обставина, а також факт виникнення ТЛ у температурному інтервалі знебарвлення рожевих кристалів (до 300 °С) свідчить про зв'язок ТЛ топазів із руйнацією дефектних центрів рожевого кольору, які за своєю природою, ймовірно, є типовими *F*-центрами. ТЛ голубих топазів слабкіша у порівнянні з рожевими. Вона теж пропорційна густині голубого кольору і проявлена в інтервалі 150–350 °С з максимумом близько 280 °С (рис. 3.43, криві 4, 5). Крім того, на кривих ТЛ деяких опромінених зразків голубого топазу зафіксувалися більш низькотемпературні піки (~230 °С), характерні для рожевих топазів. Вони свідчать про наявність у голубих кристалах невеликої кількості центрів рожевого забарвлення.

Попередньо прожарені (до 500 °С) та опромінені рентгенівськими променями рожеві та голубі топази показали помітну відмінність ТЛ. Основний максимум ТЛ рожевих топазів проявився при 125, голубих — 195–210 °С (рис. 3.45 і 3.46). Піки ТЛ ~ 60 і 125 °С, ймовірно, пов'язані з нестійкими центрами забарвлення, оскільки не спостерігалися у процесі дослідження природно за-

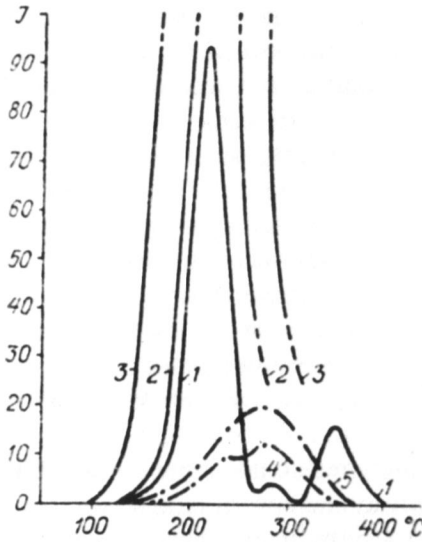


Рис. 3.43. Криві термолюмінесценції різнозбарвлених волинських топазів: 1 – безбарвний; 2 – світло-рожевий; 3 – рожевуато-бурий; 4 – світло-голубий; 5 – голубий. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

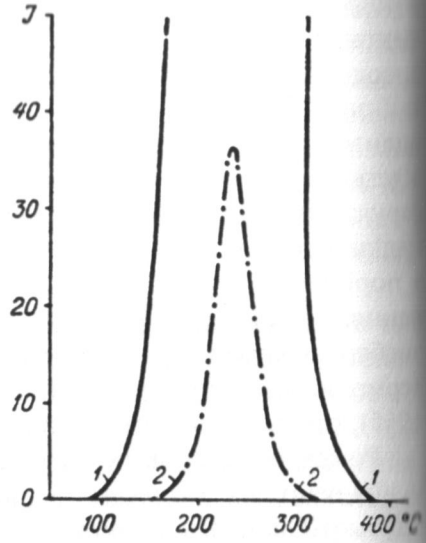


Рис. 3.44. Інтенсивність термолюмінесценції рожевих топазів: 1 – рожевуато-бурий; 2 – світло-рожевий. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

барвлених топазів. Пік з максимумом ТЛ ~ 200–210 °С властивий для кривих ТЛ природних рожевих топазів і зазвичай відсутній у голубих топазів. Отже, можемо, як уже неодноразово зазначалося, відмітити, що вірогідність утворення відносно стійких центрів забарвлення більша у голубих топазів у порівнянні з рожевими. Цей факт може бути пов'язаний з наявністю домішки Fe²⁺ (С.В. Грум-Гржимайло, Л.А. Певнева, 1956), яка сприятиме появі у голубих топазах складних центрів забарвлення (К. Пшибрам, 1959) – комбінацій F-центрів і вакансій. Вони могли утворитися за рахунок руйнації «рожевих» центрів під дією різних енергетичних чинників. Для перевірки цього передбачення був поставлений експеримент (А.Н. Платонов, В.П. Беліченко, 1964) – опромінен-

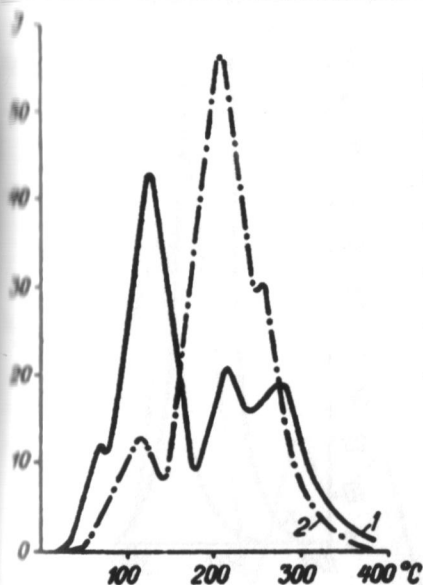


Рис. 3.45. Криві термолюмінесценції попередньо відпалених і опроміненних зразків з різнозabarвлених ділянок кристала топаза: 1 – рожевувато-бура; 2 – голуба. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

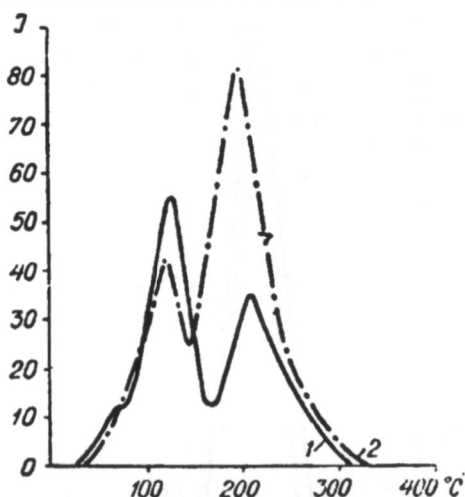


Рис. 3.46. Криві термолюмінесценції попередньо відпалених і опроміненних зразків із різнозabarвлених топазів: 1 – світло-рожевий; 2 – голубий. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

ня рожевих кристалів синім світлом ($\lambda = 440$ нм). ТЛ цих зразків засвідчила – під дією синього світла «рожеві» центри руйнуються, а концентрація «голубих» центрів відповідно збільшується (рис. 3.47). Ймовірно, утворенню «голубих» центрів забарвлення сприяє тривале і повільне нагрівання опроміненого кристала, яке руйнує менш стійкі «рожеві» центри. З огляду на це показово, що центральні піраміди росту двоколірних кристалів часто забарвлені у голубий колір і наділені ТЛ у більш високотемпературному інтервалі, ніж рожеві та рожево-бурі периферійні ділянки. Вплив температури на можливість утворення «голубих» центрів забарвлення, супроводжуваний опроміненням рентгенівськими променями, засвідчив утворення енергетично стійких і ймовірно, склад-

3. Топаз Волинського родовища

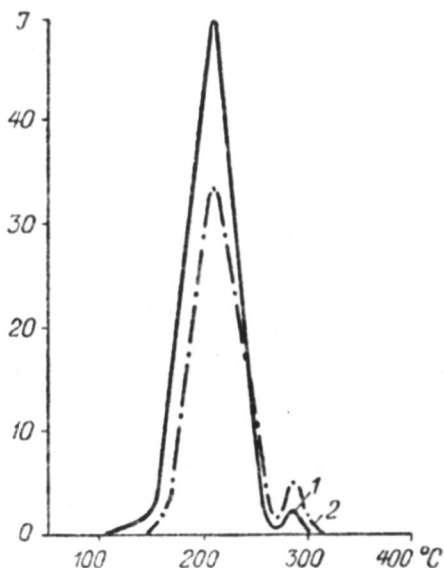


Рис. 3.47. Термолюмінесценція рожевого топазу, опроміненого синім світлом з $\lambda = 440$ нм: 1 — до опромінення; 2 — після 80-годинного опромінення. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

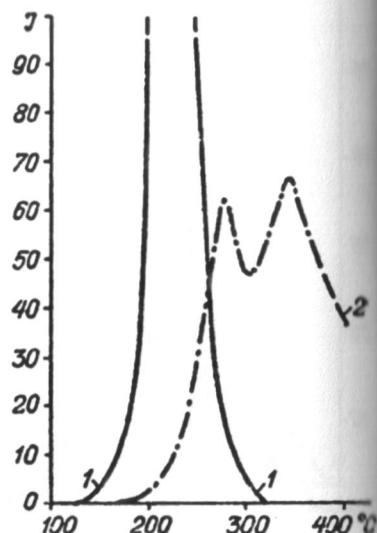


Рис. 3.48. Термолюмінесценція рожевого топазу: 1 — опроміненого у звичайних умовах; 2 — опроміненого при 230 °С. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

них центрів, якими можуть бути «голубі» центри забарвлення топазу (рис. 3.48). Отже, підсумовують автори (А.Н. Платонов, В.П. Беліченко, 1964), найвірогідніше голубе забарвлення топазів є одним із крайніх випадків «дефектних» забарвлень або перехідного до типового ідіохроматичного внаслідок прояву хромоформної дії домішки, яка сприяла насамперед виникненню дефектних центрів забарвлення.

На кривих ТЛ рожево-димчастих топазів, забарвлених рентгєнівськими променями після попереднього знебарвлення, спостерігалися в одних випадках три, в інших — чотири максимуми ТЛ; за температури 70, 125, 220, 280°C (рис. 3.49). Наявність на кривій ТЛ декількох максимумів пов'язано з температурною руйнацією різних центрів, задіяних у забарвленні кристала. Крива

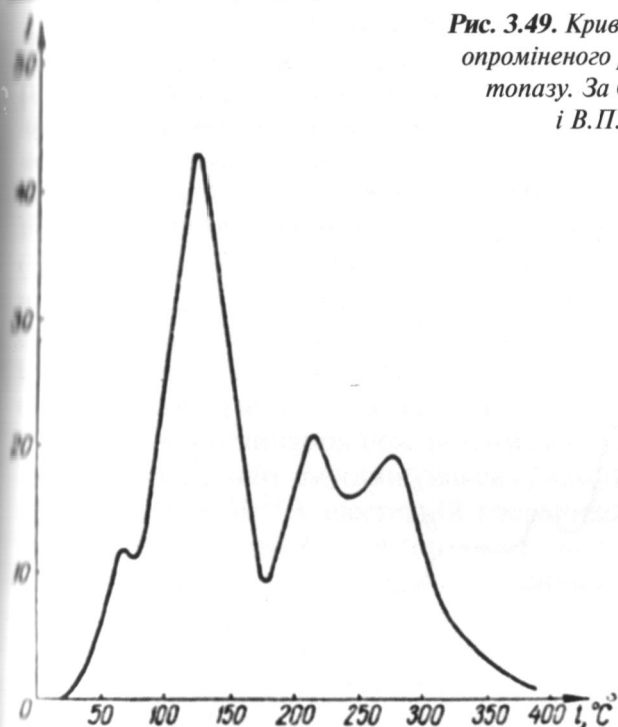
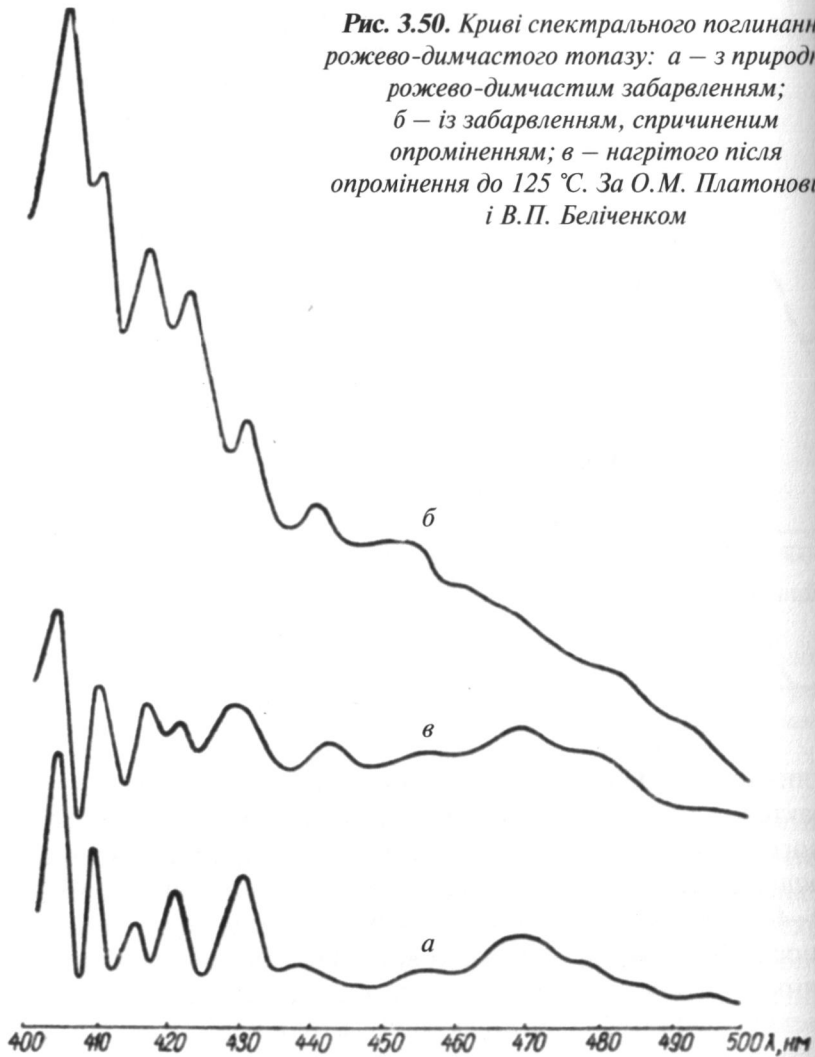


Рис. 3.49. Криві термолюмінесценції опроміненого рожево-димчастого топазу. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком

поглинання природно забарвленого рожево-димчастого топазу характеризується групою з декількох максимумів при 400–440 нм і пологим максимумом при 470 нм (рис. 3.50, крива *a*). Збільшення внаслідок опромінення інтенсивності групи максимумів при 400–440 нм викликає появу димчастого відтінку за рахунок відносно більшого пропускання кристала в більш довгохвильових ділянках спектру (рис. 3.50, крива *б*). Нагрівання опроміненого кристала до 125 °С помітно зменшує інтенсивність групи максимумів при 400–440 нм; при цьому сильніше проявляється максимум поглинання при 470 нм (рис. 3.50, крива *в*). Поглинання кристала в синьо-зеленій, частково жовтій частині спектру стає рівномірнішим, а пропускання у червоній ділянці спектру дещо збільшується. Димчастий відтінок майже або цілком зникає і кристал забарвлюється у рожевий колір.

Рис. 3.50. Криві спектрального поглинання рожево-димчастого топазу: а – з природнім рожево-димчастим забарвленням; б – із забарвленням, спричиненим опроміненням; в – нагрітого після опромінення до 125 °С. За О.М. Платоновим і В.П. Беліченком



Нагрівання рожево-димчастого топазу до 220 °С, тобто до появи основного максимуму ТЛ природних кристалів, цілком знебарвлює кристал. З цією температурою пов'язана руйнація «рожевих» центрів забарвлення, які спричинюють основну смугу поглинання рожевих топазів.

Механізм забарвлення рожево-димчастих кристалів волинського топазу уявляється так (А.Н. Платонов, В.П. Беличенко, 1965). Дія на кристал рентгенівських променів викликає іонізацію атомів домішки – збільшення їхньої валентності. Передбачається, що основною домішкою є Fe^{2+} , обмежене входження якого в структуру компенсується локальними дефектами структури. Іонізація $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + e$ спричинює, з одного боку, утворення F -центрів (зайвий електрон захоплюється аніонною вакансією), а з іншого, прояв хромоформної дії Fe^{3+} . Ріст інтенсивності забарвлення здійснюється одночасно за рахунок концентрації центрів забарвлення і збільшення частки хромоформної дії домішки. Ймовірно, насичення визначається цілковито іонізацією домішкових атомів. Отже, крива поглинання рожево-димчастого топазу являє собою F -смугу, ускладнену смугами (максимумами) поглинання хромоформного іону Fe^{3+} у шестирній координації. Внаслідок впливу температури на кристал центри захоплення руйнуються – звільнення електронів призведе до відновлення Fe^{3+} до Fe^{2+} і знебарвлення кристала.

Якісно новий етап дослідження забарвлення мінералів започаткований упровадженням у мінералогію електронного парамагнітного резонансу, відкритого у 1944 р. Є.К. Завойським. Однак, численні спектрометричні дослідження кристалів топазу, а також результати ЕПР-досліджень, не дали повної відповіді на питання про фізичну природу тих чи інших центрів забарвлення у топазах (М.И. Самойлович, А.И. Новожилов, 1965; К. Nassau, В.Е. Prescott, 1975; А.С. Dickinson, W.J. Moore, 1967; I. Petrov, 1977, 1978 та ін.), хоча є певний прогрес (George R. Rossman, 2011).

За даними дослідження ЕПР, у забарвлених природних кристалах спостерігається щонайменше шість електронних і діркових центрів (А.Н. Платонов и др., 1984). Три з них – два електронних і один дірковий – корелюють з інтенсивністю жовтого і винно-рожевого (димчасто-рожевого) забарвлення. Останній ідентифікований як O^- в кремнекисневому тетраедрі. Ймовірно, що саме цей центр обумовлює інтенсивне поглинання кристалів топазу в області 300–350 нм, спричинюючи появу їхніх димчастих (коричневих) тонів.

3. Топаз Волинського родовища

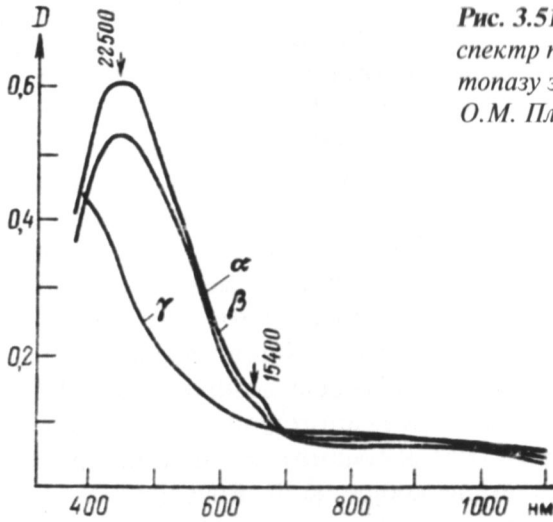


Рис. 3.51. Поляризований оптичний спектр поглинання винно-рожевого топазу з Волинського родовища. За О.М. Платоновим зі співавторами

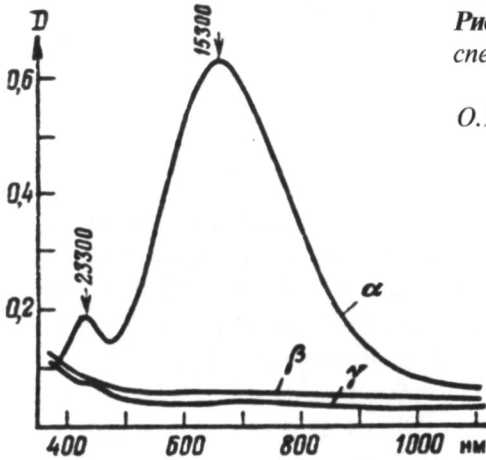


Рис. 3.52. Поляризований оптичний спектр поглинання голубого топазу з Волинського родовища. За О.М. Платоновим зі співавторами

А. Дікінсон і В. Мур (1967) голубе забарвлення топазу пов'язують з іншим дірковим центром, а М.І. Самойлович і О.І. Новожилов (1965) тлумачать червоно-коричневий колір кристалів топазу присутністю в них F -центрів, які виникли внаслідок захоплення електрону вакансією фтору. Так чи інакше є певна розбіж-

ність у тлумаченні природи забарвлення топазу на засадах електронно-діркових центрів. Можливо тому І. Петров (1977, 1978) ці центри назвав «червоними», «жовтими», «голубими».

За даними О.М. Платонова та співавторів (1984), оптичний спектр винно-рожевого (коричнювато-рожевого) топазу з Волинського родовища (рис. 3.51) характеризується широкою смугою так званого «червоного» центру поглинання $\sim 22500 \text{ см}^{-1}$, наділеного поляризацією $\alpha \geq \beta$. Оптичні спектри голубого волинського топазу відзначаються (рис. 3.52) широкою смугою поглинання $\sim 15300 \text{ см}^{-1}$, яка фіксується лише в поляризації $E//a$ (α). В інших орієнтаціях вектора поляризованого світла голубі топази мають слабе жовте забарвлення або безбарвні. «Голубі» центри забарвлення в топазах, як вже повідомлялося, є відносно стійкі. За даними К. Нассау і Б.Є. Прескотт (1975), «голубі» центри забарвлення утворюються за рахунок «червоних» внаслідок руйнації останніх, наприклад, у процесі повільного нагріву до $250 \text{ }^\circ\text{C}$. Іншими словами, цей процес може бути розтлумачений як перез захоплення електронів або дірок, які звільнилися внаслідок руйнації менш стабільних «червоних» центрів, стійкішими «голубими» передцентрами (К. Nassau, 1980).

Голубе забарвлення кристалів волинського топазу, ймовірно, має непросту термічну та радіаційну історію (А.Н. Платонов і др., 1984), підпорядковану принципу природного відбору найстійкіших центрів забарвлення (К. Пшибрам, 1959). Таке розуміння історії центрів (передцентрів) забарвлення є особливо актуальним для волинських топазів, оскільки в моделі формування камерних негматитів Волині передбачається на фоні поступового зниження температури її декількаразове підвищення в занориші (Д.К. Возняк, 1971).

Характерна особливість «голубих» центрів забарвлення кристалів топазу – чітка поляризаційна залежність пов'язаної з ними смуги поглинання $\sim 15\,300 \text{ см}^{-1}$, яка проявляється лише за умови збігу вектора поляризованого світла E з кристалографічною віссю a . Ця особливість поглинання центру свідчить про його складну структуру, елементи якої утворюють диполь, орієнтований паралельно осі a (А.Н. Платонов і др., 1984). Подібне поглинання

показують обмінно-пов'язані пари $Fe^{2+} - Fe^{3+}$, однак, як зауважив І. Петров, їхнє утворення у волинському топазу малоімовірне через низьку концентрацію Fe у його кристалах (підрозділ 3.2). Крім того, ці пари незворотно руйнуються за підвищення температури. З огляду на вище сказане, передбачається (А.Н. Платонов и др., 1984), що «голубі» центри топазу являють собою агрегатні *R*-центри – пара аніонних вакансій (див. мікроізоморфізм у підрозділі 3.2) з одним або двома електронами, які описані для голубих апатитів і синього галіту. Зокрема, «голубі» *R*-центри апатиту утворюються внаслідок руйнації нестійких *F*-центрів. Тому, на думку О.М. Платонова зі співавторами, є підстава передбачати цілковиту аналогію зі штучним забарвленням кристалів топазу (див. вище), оскільки у всіх випадках мова йде про сполуки (топаз, галіт, апатит) з видоутворювальними галогенними іонами. Розвиваючи цю думку далі логічно передбачити, що «червоні» і «жовті» центри забарвлення топазів можна ототожнювати з *F*-центрами (вакансією фтору або гідроксилу, яка захопила електрон). При цьому «жовті» *F*-центри більше характерні для кристалів, збагачених гідроксидом, а «червоні» *F*-центри – фтором. Зелене забарвлення спричинюється сумісною присутністю *F*- і *R*-центрів у кристалічній структурі топазу. Остаточний результат наведено у табл. 13.

Запропоновані моделі центрів забарвлення у кристалах топазу є альтернативними і передбачають продовження досліджень природи цього мінералу (А.Н. Платонов и др., 1984)

Г.В. Кузнецов і А.М. Тарашан (1988), випереджаючи результати своїх рентгенолюмінесцентних досліджень, зауважили, що в публікаціях (О.Т. Антоняк и др., 1977; Б.С. Горобец, 1981; А.Н. Тарашан, 1978), в яких аналізуються результати люмінесцентних досліджень, часто наведено приблизно таке застереження: «... не всегда согласующиеся данные».

На фотозбудження пегматитовий топаз зазвичай не реагує або реагує слабо. У голубих зонах двоколірних кристалів і голубих кристалах із камерних пегматитів Волині інколи спостерігається ясно-зелене свічення. Спектр випромінювання представлений дуже широкою розмитою смугою. Рентгенівські промені таке свічення не збуджують.

3.6. Фізичні властивості кристалів

Таблиця 13. Смуги поглинання в оптичних спектрах природних кристалів топазу

Енергія смуг поглинання, см^{-1}	Поляризація	Термічна стійкість, $^{\circ}\text{C}$	Хромоформні центри
32000	$\alpha \geq \beta$	150	«Димчастий центр» (O^- або SiO_4^{3-})
26500	γ		
24800	β	400	«Жовтий центр» (F -центр в ОН-топазах)
24200	α		
23700	γ		
26000	β		
25700	$\alpha > \beta \approx \gamma$	При нагріванні не зникають	Cr_6^{3+} (перехід $4A_{2g} \rightarrow 5T_{1g}$)
23800	$\alpha \approx \gamma > \beta$		
22600	$\alpha \geq \beta$	200–250	«Рожевий центр» (F -центр у F-топазах)
18900	β	При нагріванні не зникають	Cr_6^{3+} (перехід $4A_{2g} \rightarrow 4T_{2g}$)
18400	γ		
17500	$\alpha > \beta \approx \gamma$		
15300	α	450–500	«Голубий центр» (R -центр)
14600	–	При нагріванні не зникають	Cr_6^{3+} (R -лінії)
14300			

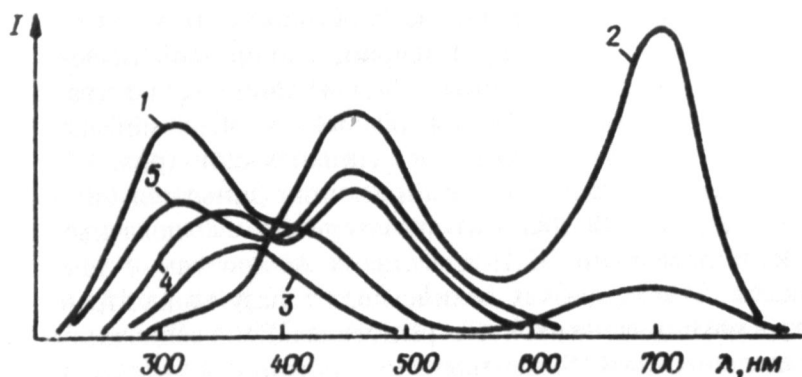


Рис. 3.53. Спектри рентгенолюмінесценції різнозбарвлених топазів: 1 – рожево-димчастого (Волинське родовище); 2 – голубого (Урал); 3 – те ж (Східний Сибір); 4 – те ж (Памір); 5 – жовтого (Памір).

За Г.В. Кузнецовим і А.М. Таращаном

3. Топаз Волинського родовища

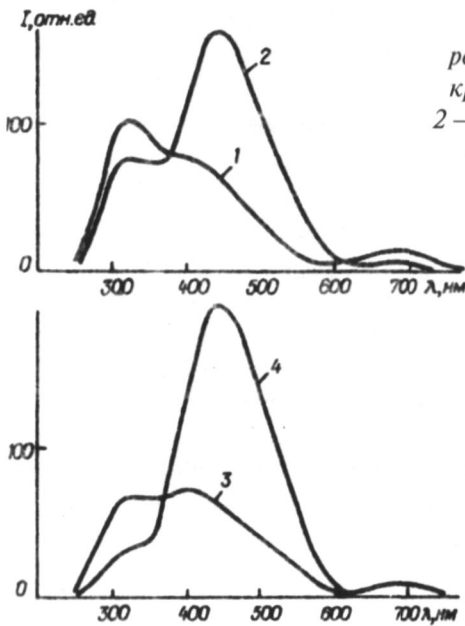


Рис. 3.54. Спектри рентгенолюмінесценції поліхромних кристалів топазу: 1 – безбарвного; 2 – голубого; 3 – димчато-рожевого; 4 – голубого. За Г.В. Кузнецовим і А.М. Таращаном

Волинський рожево-димчастий топаз наділений достатньо інтенсивним РЛ світінням. Зазвичай переважає випромінювання в короткохвильовій фіолетово-синій області – смуга ~ 310–320 нм (рис. 3.53, крива 1), яке, ймовірно, спричинено Si-центрами (Г.В. Кузнецов, А.Н. Таращан, 1988). Найвищі концентрації цих центрів зафіксовані в безбарвних різновидах топазу, мінімальні – у голубих кристалах як Волині, так і з інших місцин (рис. 3.53).

Друга основна смуга випромінювання в синьо-голубій області спектру ($\lambda_{\text{max}} = 440\text{--}460$ нм) характеризується «додатньою» кінетикою розгорання РЛ, властивою Al-центрам у кварці та силікатах. У всіх зразках волинського топазу концентрація цих центрів максимальна у голубих різновидах. Вона водночас домінує над концентрацією Si-центрів, що чітко простежується при дослідженні двоколірних (секторіально забарвлених) кристалів (рис. 3.54). Г.В. Кузнецов і А.М. Таращан (1988) вважають, що встановлення структурно-хімічної моделі «голубих» центрів вимагає подальших досліджень.

3.7. Генезис кристалів

Домішковими оптично активними центрами топазу є іони Fe^{3+} , які випромінюють в області $\lambda_{max} = 690-705$ нм. Їхня концентрація порівняно невелика, але дещо більша у рожевих і безбарвних кристалах у порівнянні з голубими. На загал рентгенолюмінесцентні особливості топазу досить не сталі (Г.В. Кузнецов, А.Н. Тарашан, 1988), що, як вже зазначалося, може бути наслідком впливу гетерогенної будови кристалів і тому об'єктивне вирішення цієї проблеми – майбутнє завдання.

3.7. Генезис кристалів

З матеріалу попередніх розділів випливає, що в Коростенькому плутоні, як і в інших геологічних структурах України, топаз генетично пов'язаний із гранітною магмою і тому концентрується в її похідних, насамперед у доступних нам гіпабісальних утвореннях – камерних пегматитах, грейзенах і грейзенізованих гранітах, L-F гранітах. Постає питання (див. також пункт 3.7.4): чи є необхідний ресурс легких компонентів, зосереджених у первісній магмі гіпабісальних глибин, для росту великих і гігантських кристалів топазу? Ні, немає. Позитивна відповідь захована в новій концепції, яка висвітлює складний полігенетичний процес формування камерних пегматитів Волині (Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008). Забігаючи наперед, скажемо, що родовища полігенетичного походження, як правило, з практичного погляду цікавіші, ніж звичайні (Н.В. Петровская, 1986). Оминаючи аналіз опублікованих моделей генезису камерних пегматитів, (Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2009), стисло окреслимо нашу генетичну концепцію, створену здебільшого на засадах поєднання результатів всебічного дослідження флюїдних включень у мінералах, передусім Д.К. Возняка, і тектонічного чинника (Ю.Ю. Юрк, 1948; И.Л. Личак, 1983) зародження камерних пегматитів Волині (Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008).

На думку Ю.Ю. Юрка (1948), неприпустимо пов'язувати район поширення заноришових пегматитів із приконтактовою зоною гранітів із основними породами. Він наводить докази приуроченості Володарськ-Волинського пегматитового району до тектонічної зони, що змінює своє простягання, ніби оконтурюючи масив

основних порід, і, зокрема, зазначає, що у напрямку з півдня на північ змінюється простягання ліній, по яких розміщені заноришові пегматити: на дільниці Дворище воно північно-західне (азимут 330–335°), у районі сіл Краївщина, Вікторівка – північно-східне (азимут 15–20°). Ю.Ю. Юрк підтверджує свою думку тим, що на дільниці Дворище у 1946 р. цілеспрямовано по лінії певного азимуту від відомих пегматитових тіл проводилися розвідкові роботи, внаслідок чого були виявлені нові тіла.

Д.К. Возняк, В.І. Павлишин (2008) на основі відомої нині інформації про мінералогію й умови формування пегматитів цього регіону стверджують, що заноришові пегматити Волині приурочені до зони, по якій у камери вільного росту кристалів (занориші) тривалий час надходили продукти дегазації магми кислого основного складу. Той факт, що ця зона розташована поблизу контакту з основними породами району є, певною мірою, випадковим збігом тектоно-магматичних обставин розвитку Коростенського плутону. Натомість має значення те, що по західному контакту основних порід з гранітами проходить зона Володарськ-Волинського глибинного розлому, по якому передбачається надходження магми коростенського граніту (И.Л. Личак, 1983), а у подальшому – продуктів дегазації магми. Генетичний зв'язок між джерелом тривалого надходження газових компонентів (H_2O , CO_2 , HF та ін.) і розташуванням заноришових пегматитів є необхідною умовою росту у них великих, у тому числі мегакристалів топазу, кварцу, берилу, не лише у Володарськ-Волинському пегматитовому районі, але й у будь-яких інших місцях планети.

Зміна параметрів мінералоутворювальних флюїдів (їхньої густини, агрегатного стану, сольової концентрації, температури, хімічного складу) у процесі росту кристалів у заноришах доводить, що вони зростали у флюїдному потоці (Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008). Стан флюїду, що брав участь у кристалізації мінералів занориша, характеризується такими особливостями: 1) за ступенем герметичності занориша система гідродинамічно змінюється від закритої через перехідну до відкритої; 2) еволюція флюїдного тиску відбувається у широкому діапазоні значень: від максимального літостатичного до мінімального гідростатичного через про-

міжні величини; 3) система мінералоутворювальних розчинів змінювалась від гомогенної (рідина або газ) до гетерогенної (рідина + газ); 4) спосіб переміщення флюїду був різним: від одноступенятого (направленого) потоку, швидкість якого змінювалась у широких межах, до конвекційних потоків.

На останок зазначимо таке. А.М. Аксюк (2004), стаття якого випала з поля нашого зору, містить думки, які цілковито співзвучні нашій генетичній концепції, хоча об'єкти та методи дослідження відрізняються від наших. Конкретніше про це у п. 3.7.1.

3.7.1. Зародження і генерації кристалів

Термін «зародження мінералів» використовується у мінералогії у двох значеннях: 1) процес виникнення зародків у середовищі мінералоутворення; 2) сукупність мінеральних індивідів, що вирости більш-менш одночасно. Тут використовуватимуться обидва значення цього терміну.

Генерація мінералів – неоднозначний термін вільного використання. Ми під генерацією мінералів будемо розуміти різні зародження (покоління) одного і того ж мінералу, розділені перервами кристалізації. Отже, у цьому понятті ключовими є перерви кристалізації, які розділяють генерації.

На жаль, слабка відслоненість пегматитових тіл у північній ділянці Волинського родовища і повна відсутність природних відслонень у центральній і південній не дають змоги повноцінно скористатися онтогенічними критеріями виділення генерацій топазу. Тому ми будемо застосовувати здебільшого термобарогеохімічні, топомінералогічні й морфологічні критерії.

Щодо зародження волинського топазу. Воно не могло бути іншим, ніж гетерогенне. Чому? Тому що число центрів кристалізації (зародків) у гомогенному середовищі мінералоутворення найбільше залежить від ступеня його пересичення, який у нашому випадку був порівняно невеликим, особливо на ранній пневматолітовій стадії формування пегматитів.

Гетерогенне зародження волинського топазу відбувалося за механізмом «зародження на мінералах», тобто на мінеральному субстраті, який істотно знижував високий бар'єр вільної енергії,

3. Топаз Волинського родовища

властивий гомогенному зародженню. У камерних пегматитах Волині цю функцію найчастіше виконували кварц, польовий шпат, слюди, топаз (зерна). Оскільки перші три мінерали кристалохімічно не мають чи майже не мають нічого спільного з топазом, який зароджувався на них, бо змочувався фторвмісним флюїдом, то зародки виникли не на всій поверхні субстрату, а в першу чергу на так званих особливих точках поверхні (Д.П. Григорьев, А.Г. Жабин, 1975), якими є насамперед різного роду дефекти – точкові й лінійні. Саме тому у порожнинах камерних пегматитів маємо не суцільну топазизацію, а окремі, часто великі кристали, які вирости такими ще й тому, що в топазоутворювальному середовищі було порівняно небагато центрів кристалізації (зародження). Автоепітаксичне зародження топазу на топазовому субстраті здійснювалося з найменшою затратою енергії. Можливо це було причиною росту, за однакових інших умов, великих кристалів.

Генераційний аналіз волинського топазу базується на спостереженнях і досягненнях вчених декількох поколінь, найбільше В.А. Каложного. Наявний фактичний матеріал, наведений у неодноразово цитованих вище статтях і монографіях з мінералогії топазу, дає нам підставу, на рівні сучасних знань про онтогенію топазу в камерних пегматитах Волині, підтвердити наявність в останніх трьох генерацій топазу (топаз-I, топаз-II, топаз-III) і виділити у другій генерації декілька зароджень. Схематично вони так розташовані на фрагменті діаграми мінералоутворення у пегматитах:

Мінерал \ Стадії при температурах t°C	Магматична 650-700	Пневматолітова		Гідротермальна			Гіпергенна 100
		600	500	400	300	200	
ТОПАЗ		I ●		II ●●●●●		III ●	

Насправді зароджень топазу, ймовірно, більше. Наприклад, невідомо до якого зародження (генерації) належить топаз регенерації, тобто топаз, який заліковував пошкоджені кристали, кристали топазу у тріщинних порожнинах мікроклін-пертиту...

Топаз-I – найвисокотемпературніша генерація, орієнтовно синхронна з $\beta \rightarrow \alpha$ переходом кварцу (~ 600 °C). Вона має незначно

поширення. Надійно обґрунтованими як топаз-І є лише кристали, що діагностовані у порожнинах включень стільникового кварцу (В.А. Калюжний та ін., 1971). Передбачається, що топаз-І почав рости одразу після поліморфного перетворення кварцу перед ростом його зони гірського кришталю. Можливо, до цієї генерації топазу, яка фіксує перший кислотний період мінералоутворення у заноришах, належать також рідкісні невеликого розміру кристали топазу, зустрінуті в асоціації з брускоподібними, видовженими за [100], кристалами санідину (на стадії росту) і кварцом у порожнинах графічної зони магматичного походження. Такі зразки один із авторів книги спостерігав у колекції колишнього головного геолога рудника «Волинський» Ю.Г. Сорокіна. Передбачаємо, що кристалізація цих індивідів топазу відбувалась у процесі перекристалізації графічних порід і початку формування заноришів.

Дискусійним є питання про походження топазу-І. В.А. Калюжний (1979) стверджував: «В послеинверсионную стадию расплав уступает место водным растворам» (с. 28) і в генетичній діаграмі для топазу-І навів такий агрегатний стан: газ або рідина + газ. Ймовірно, В.А. Калюжний невпевнено натякав на пневматолітове походження мінералу. Водночас він наголошував, що наявність включень, які гомогенізуються у газову фазу, ще не є надійним критерієм газового стану середовища мінералоутворення. Останнє з моменту утворення топазу-І і до кінця процесу перебувало, на думку В.А. Калюжного, в стані динамічної рівноваги розчин+газ (кипіння). Інтенсивне кипіння розчину сприяло скламучуванню мікрокристалів і їхньому захопленню у порожнини включень макрокристалів топазу. Інтерпретація таких включень призвела до помилкових суджень стосовно генезису топазу (див. нижче).

О.Є. Ферсман, М.П. Єрмаков, Ю.О. Долгов стверджували, що високотемпературні кристали топазу (>400 °С) є пневматолітовими мінералами. А ось Б.Ф. Барабанов категорично заперечував пневматоліз у мінералоутворювальному процесі. На противагу цій думці неспростовними є спостереження росту кристалів, наприклад β -сірки, з газових флюїдів під час виверження вулканів (живим свідком цього явища був один з авторів книги), а також вирощування пневматолітових мінералів у модельних експериментах.

Ймовірно, залишається в силі порівняно давно висловлена думка (Е.К. Лазаренко и др., 1965) про те, що пневматоліз у природі реалізується, але масштаби його прояву в мінеральних комплексах достеменно не з'ясовано. Поки що у природі не знайдено жодного цілковито пневматолітового родовища.

На нашу думку, кристали топазу в занорищах і в інших зонах пегматитів росли в газовому, киплячому та рідкому середовищі. Відповідно процес топазоутворення можна назвати пневматолітовим, гідротермально-пневматолітовим і гідротермальним.

Топаз-II – найпоширеніша здебільшого середньотемпературна генерація. Основна маса її кристалів, які репрезентують другий кислотний період мінералоутворення, зосереджена в занорищах, де переважало зростання індивідів у вільних умовах. За даними неодноразово цитованого тут Д.К. Возняка, кристалізація топазу-II здійснювалася з водних, рідких і газових кислих розчинів, близьких за густиною до критичної за температури 372–415 °С. Численні визначення рН розчинів індивідуальних включень різного типу в топазі показали значення переважно у межах 4,3–5,6 (Д.К. Возняк, 1971; В.А. Калюжний та ін., 1971; Е.Е. Лазаренко, 1968). Розвинений топаз-II також у зоні вилуговування, але тут він виріс здебільшого метасоматичном способом – по альбіту, рідше одночасно з альбітом.

Топаз-II – найкраще досліджена гетерогенна в анатомічному сенсі генерація, ідентифікована насамперед за морфологічними та термобарогеохімічними ознаками. В останні роки окреслилися дві нові теми – дисиметризація й полігенетичне походження кристалів (у розумінні Н.В. Петровської).

Генезис кристалів топазу з'ясовували численні вчені. Найкращим чином він відображений в історії термобарогеохімічного дослідження цього мінералу, яка, за висловом Дмитра Возняка (2014), є повчальною, оскільки «... розкриває зміну поглядів на походження включень одного й того ж самого типу включень і, як наслідок, на генезис камерних пегматитів Волині». Торкнемося цього питання докладніше.

М.П. Єрмаков (1949, 1950) вперше ґрунтовно описав флюїдні включення в топазі. Зокрема, він зазначив, що гомогенізація вто-

ринних включень у топазах здійснюється при 310–315 °С, первинних – при 362–400 і 510 °С. За М.М. Івантишиним (1955), середня температура гомогенізації первинних газопо-рідких включень у кристалах ільменського типу становить 390 °С, максимальна – 500 °С, у топазах адун-чілонського типу максимальна – 450 °С. Цей дослідник на підставі вивчення включень зробив ще такі висновки: а) великі пегматитові тіла містять топази з вищими температурами гомогенізації включень, ніж пегматити меншого розміру; б) у продуктивних пегматитах центральної ділянки кристали топазу адун-чілонського типу показали нижчі температури гомогенізації, ніж кристали ільменського типу.

За даними І.В. Моторіної (1967), первинні включення у топазах гомогенізуються у газову фазу в інтервалі 540–470 °С. Температура гомогенізації псевдоторинних (мнимоторинних) включень із внутрішніх частин кристалів становить 400–420 °С, вторинних рідких – 180–220 °С. І.В. Моторіна вважає, що утворення псевдоторинних багатофазових включень зазвичай відбувалося за температури не нижче від 465–550 °С і тиску не менше 300–400 атм (концентрація солей у розчинах близько 60–70 %); існування залікованих тріщин із вторинними включеннями вказує на можливість кристалізації топазу при 180–220 °С.

Включення в топазі з кварц-топазового грейзену гомогенізуються в рідку фазу за температури 345–370 °С (Г.М. Гигиашвили, 1969, 1970). Вони тут здебільшого газопо-рідкі ($L = 50–70\%$). Багатофазові включення не встановлені. Грейзеновий топаз за морфолого-генетичними ознаками істотно відмінний від основної маси кристалів-багатогранників топазу. Його можна розглядати як окреме зародження.

Г.Г. Леммлейн і топаз – особлива сторінка в історії дослідження мінералогії камерних пегматитів Волині, насичена морфологічними, анатомічними, термобарогеохімічними, методичними новаціями, інколи супроводжуваними хибними інтерпретаціями. Зокрема, він вперше описав світлові облямівки (смужки Бекке) навколо вторинних флюїдних включень у топазі-II. Згодом такі облямівки були виявлені навколо рідких включень у берилі (Г.Г. Леммлейн, 1973). Зроблено висновок, що ріст цих пегматитових мінералів від-

бувався у високонцентрованих водних розчинах, з яких зі зниженням температури відкладалася речовина мінералу, розміщеного між облямівкою і сучасною порожниною включення.

Д.К. Возняк і В.А. Калюжний (1973) згодом спростували цей висновок і з'ясували, що в процесі набуття порожниною рівноважної форми негативного кристала в топазі відбувалося перетранспортування розчином включення речовини мінералу з одного місця на інше. При цьому концентрація мінералу в розчині включення в момент його консервації була незначною, а температура – невисокою. Топаз – мінерал змінного хімічного складу, тому перенесена речовина мінералу має різний хімічний склад і показники заломлення. Зі зниженням температури показник заломлення перенесеного топазу зменшується, а з підвищенням температури – збільшується. Виявлено зазвичай поступове зменшення показника заломлення перенесеної речовини, проте наприкінці формування сучасної порожнини включення у перенесеному топазі утворюється невеличка ділянка з високим показником заломлення. Це засвідчує, завершують Д.К. Возняк і В.А. Калюжний, що пегматитове тіло на прикінцевому етапі формування знало короточасного впливу високої температури, що підтверджено й іншими спостереженнями (В.А. Калюжний та ін., 1971; Е.К. Лазаренко и др., 1973). Світлові облямівки, які трапляються й навколо первинних включень, також вказують, що в процесі еволюції форми включення в ізольованому об'ємі мінералу змінюється і склад водного розчину, оскільки перенесений топаз має інший хімічний склад, ніж основна маса мінералу.

Принципове типоморфне значення для відтворення умов кристалізації топазу-II і пегматитів у цілому мають результати дослідження його первинних флюїдних включень з великою кількістю мінеральних фаз (кварцу, альбіту, мусковіту, протолітійніту, кріоліту, флюориту, мікрокліну, іноді колумбіту), а також водним розчином і газовою фазою (рис. 3.55). У включеннях співвідношення між об'ємом твердих фаз, з одного боку, й рідиною з газом, з іншого – різне, часто становить 70 : 30 (рис. 3.55, а). Мінеральні фази розміщені у кристалах топазу-II у площинах колишніх граней {011}, {001}, рідше {110}.

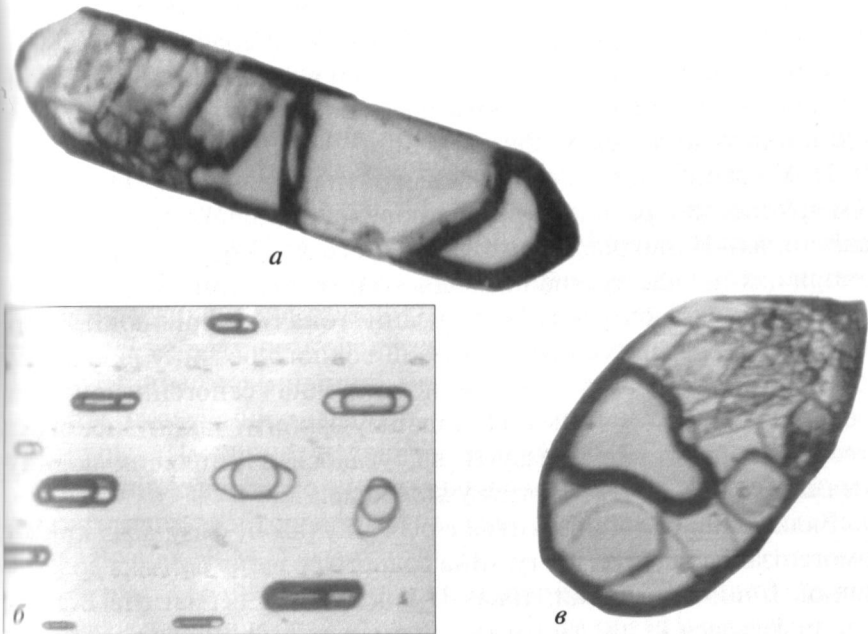


Рис. 3.55. Первинні та вторинні флюїдні включення в топазі-II Волинського родовища: а – первинне газово-рідке включення з мінеральними фазами, зб. ~57; б – вторинне газово-рідке включення, зб. ~13; в – включення з великою кількістю мінеральних фаз, які захопили висококонцентрований сольовий розчин, зб. ~40. За Д.К. Возняком

Г.Г. Леммлейн, М.О. Клія, І.А. Островський (1962) вперше дослідили вищезгадані включення, нагріваючи їх до 1000 °С в автоклаві під тиском інертного газу близько 3000 кг/см³. Такий спосіб нагрівання був застосований тому, що включення в термокамері вище 500 °С неодмінно розтріскувалися. Дослідники дійшли висновку про магматогенну природу волинського топазу, оскільки мінеральні фази, а також водний розчин і газ виникали у них внаслідок розкристалізації силікатного розплаву, що містив понад 10 % води. Дослідники вважають, що у природі топаз, кварц, мусковіт, кріоліт й інші мінерали кристалізувалися в пегматитах приблизно за температури 700 °С і тиску у декілька тисяч атмосфер.

Невдовзі було з'ясовано (В.А. Калюжний та ін., 1971; Е.К. Лазаренко и др., 1973), що співвідношення між твердими фазами не постійне, різним є також відносний об'єм водного розчину з газом у включеннях. Іноді трапляються включення, що містять лише водний розчин і газову фазу (рідини ~40 %) (В.А. Калюжний, 1982). Утворення цих особливих включень спричинено захопленням дрібних мінеральних кристаликів, які осідали на гранях кристалів топазу-II, що росли зі скаламученого флюїду, який виникав у заноришах під час закипання водного розчину. Тому температури захоплення включень (кристалізації топазу) дорівнюють або близькі до температури гомогенізації водного розчину включень: від 372–377 до 410–415 °С. Отже, незаперечна ксеногенна природа твердих включень у топазі дає підставу зробити такий висновок: утворення кристалів топазу-II відбувалося з киплячих водних розчинів при 372–415 °С і тиску $\leq 0,4$ кбар.

Включення гомогенізуються в рідку й у газову фазу, а хід кривої гомогенізації свідчить, що густина водного розчину близька до критичної. Іншими словами, топаз-II із камерних пегматитів Волині кристалізувався не з магматичного розплаву, а з водного розчину за невисоких значень температури і тиску в умовах гетерогенної системи водний розчин + газ. У процесі росту кристалів іноді проявлялося бурхливе закипання цієї системи (В.А. Калюжний, 1982). Вторинні рідинно-газові включення ($L = 40$ %) (рис. 3.55, б) мають таке саме співвідношення між водним розчином і газовою бульбашкою, що й первинні включення з великою кількістю мінеральних фаз.

Великою кількістю твердих фаз відзначаються також включення (рис. 3.55, в), що захопили висококонцентрований сольовий розчин. Вони (фази NaCl, KCl, хлориди Al і Zn тощо) розчиняються в процесі нагрівання включень до зникнення газової фази (В.А. Калюжний, 1958).

Особливу, можливо, колоїдну сторінку з життя топазу-II віддзеркалюють схарактеризовані вище (підрозділ 3.5) включення незвичного наповнення, основний об'єм якого займає тверда фаза типу опалу і газ. Тверда фаза містить також водний розчин (майже дистильовану воду), що гомогенізується при 376 ± 2 °С. Склад включення відповідає продуктам розпаду гідрогелю (процес сине-

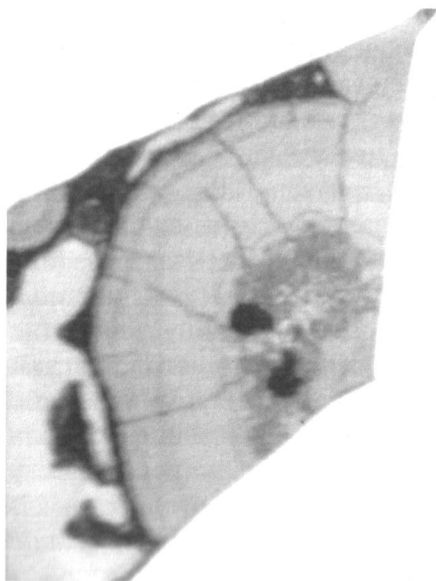
резису) з утворенням твердої фази з великою кількістю SiO_2 й водного розчину. Формування цього включення безпосередньо пов'язано з появою прозорої склуватої маси (важкої рідини) з великою кількістю SiO_2 , що виникає, наприклад, у нижній частині автоклавів, у яких з лужних водних розчинів вирощували кристали кварцу (О.Ф. Туттл, И.И. Фридман, 1950; В.П. Бутузов, Л.В. Брятов, 1957).

Можливі причини перетворення важкої рідини включення в топазі-ІІ у твердий гель такі: а) зміна хімічного складу розчину включення; хоча ознаки його перенаповнення відсутні, ця зміна може бути викликана зміною хімічного складу розчину включення у процесі набуття ним рівноважної форми негативного кристала; б) радіаційне опромінення. Пегматитове тіло, в якому виявлено подібні включення, належить до високопродуктивного об'єкта родовища. Ймовірно, наявність важкої рідини, що перебувала у динамічній рівновазі з кислим водним розчином, була одним із сприятливих факторів росту в камерах досконалих кристалів (Д.К. Возняк, В.М. Хоменко, 2015).

На рис. 3.56 представлені плоскі вторинні включення, що заліковували площини спайності топазу-ІІ. Вони зафіксували результати перетворення колоїдного розчину на гель, тверда речовина якого має вигляд чергування численних шарів різного складу (кілець Лізеганга) і ділянок прозорого мінералу. Чергування цих шарів речовини зумовлено ритмічними реакціями, що відбувалися в гелі внаслідок, ймовірно, потрапляння у включення розчинів пізнішої гетерогенної системи (водний розчин + CO_2 -флюїд).

Зниження температури кристалізації топазу-ІІ ускладнювалося принаймні двічі короткочасними підйомами на фоні її плавного спаду (В.А. Калужный, 1979). Це був руйнівний чинник зміни кількісного й якісного складу центрів забарвлення та люмінесценції, порядку-непорядку розташування F і OH в аніонних позиціях. Питання досконали не досліджено, тому маємо проблеми при інтерпретації фізичної й генетичної природи точкових дефектів.

Варто зазначити, що фізико-хімічні умови кристалізації топазу-ІІ центральної ділянки, які наведено вище, дещо відрізняються від таких, що існували в період росту цього мінералу у північній частині Волинського родовища, насамперед нижчими значення-



*Рис. 3.56. Плоскі вторинні включення, що заліковували тріщини спайності топазу-II. Зб. ~50.
За Д.К. Возняком*



*Рис. 3.57. Кристал топазу з фантом-кристалами польового шпату. Зм. 1,5.
За Л.А. Приказчиковим*

ми температури та тиску початку кристалізації мінералу. За даними О.Є. Лазаренко (1968), температура гомогенізації істотно газових включень становить 370–380°C, а багатофазових – від 350 до 360 °С. Остання є однією зі справжніх температур заліковування тріщинок. рН істотно газових включень – $5,6 \pm 0,2$.

Звернемо увагу на ще одне зародження волинського топазу-II – його метакристали по мікрокліну-пертиті. Інколи вони трапляються в польовошпатовій зоні у вигляді класичних псевдоморфоз заміщення. Декілька слів про особливості цього метасоматичного процесу.

Взаємодія фтору із мікроклін-пертитом супроводжується розкладанням польового шпату та утворенням топазу і кварцу (К.М. Калюжная, В.А. Калюжный, 1963). Л.А. Приказчиков (1962) навів факти поспайного заміщення топазом польового шпату –

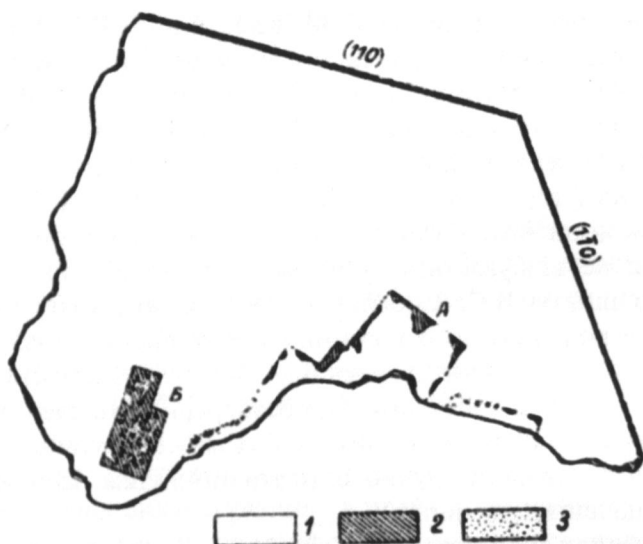


Рис. 3.58. Релікти мікроклін-пертиту в топазі (наведено розріз кристала вздовж спайності): 1 – топаз; 2 – польовий шпат; 3 – каолінит.

За В.А. Калюжним і К.М. Калюжною

дрібних кристалів і блоків польового шпату. Їхні колишні форми (огранка) чітко відображені на гранях кристалів топазу, які водночас нерідко містять релікти польового шпату та значну кількість порожнин з газом. Порожнини та релікти відносно рівномірно розподілені в об'ємі колишнього кристала польового шпату, нині метакристалі топазу, хоча спостерігається й інша картина розподілу. Сильне враження справляють кристали-фантоми польового шпату (рис. 3.57), на яких розрізняються палеограні.

В одному з кристалів топазу, спайний уламок якого показано на рис. 3.58, К.М. Калюжна і В.А. Калюжний (1963) виявили чітку картину заміщення ним польового шпату. Зокрема, на ділянці А топаз окреслює контури кристала польового шпату. При цьому по периферії контуру збереглися релікти протомінералу. В іншому місці (ділянка Б) заміщення не відбулося (рис. 3.58), кристали кородовані. Порожнини, які виникли внаслідок розчинення польового шпату, частково заповнені каолінітом.

3. Топаз Волинського родовища

Наведені факти, на думку К.М. Калюжної й В.А. Калюжного (1963), дають підставу для такого припущення. Хоча топаз і розвивається за рахунок катіонів польового шпату, насамперед алюмінію, для його росту *in situ* необхідні все-таки особливі умови, які створюються співвідношенням калію й фтору. Лише у випадку переважання фтору та за достатньо високої кислотності розчину можлива кристалізація топазу. Якщо ці умови не виконуються, заміщення не відбувається – маємо в кристалі топазу релікти польового шпату. В.С. Соболев (1949) звернув увагу також на сприятливу роль рухомого алюмінію при утворенні топазу.

Топаз-II – гетерогенна генерація, сформована істотно різними кристалами, їхніми зростками, що безперервно та адекватно віддзеркалювала другий кислотний період мінералоутворення. Розмаїтість цієї генерації зручно описати поняттям зародження (у другому значенні, див. вище):

1. **Кристали-багатогранники**, їхні випадкові та закономірні зростки, друзи, які вільно вирости в занориші. Вони різко домінують кількісно та за розмірами серед топазів. Всі коштовні якості, в тому числі кольорова секторіальність, заховані в цьому зародженні. Ще одна характерна ознака цього зародження топазу-II – морфологічна та структурна дисиметризація.

2. **Метакристали по альбіту** в зоні вилуговування. Це поодинокі кристали, розсіяні в альбітовій масі. Морфологічно, розмірами та фізико-хімічним механізмом генезису вони істотно відрізняються від кристалів заноришів (див. вище). Характерна ознака – чи не найбільша морфологічна дисиметризація кристалів. Важливий генетико-прикладний висновок: ступінь розвитку цього зародження топазу – типоморфна ознака надходження глибинних F-вмісних флюїдів і, як правило, високої продуктивності заноришів.

3. **Метакристали по мікроклін-пертиту**. Вони розвинені локально, здебільшого у польовошпатовій зоні, інколи представлені класичними псевдоморфозами й засвідчують дію на польові шпати агресивних флюїдів, які розкладали мікроклін-пертит.

4. **Метамікрокристали топазу по мікроклін-пертиту**, які репрезентують процес грейзенізації блокового мікроклін-пертиту, що знаходиться над заноришом. Пегматити із кварц-топазовою

грейзенізацією характеризуються як особливий тип – пегматити топазизовані (В.А. Калюжний та ін., 1971). Кварц-топазова мінералізація має прожилковий характер. Характерна ознака цього мінералу – порівняно невисокий вміст фтортопазу (62–72 %) (В.А. Калюжний та ін., 1971). Процесу грейзенізації передував процес розрихлення монокристалів мікрокліну.

За поширенням метакристали топазу по альбіту у зоні вилуговування поступаються лише кристалам-багатогранникам із заноришів. Перші наділені ознаками, які є підставою для віднесення їх до окремого зародження:

1. Розміри кристалів топазу зони вилуговування є, за винятком одного випадку (И.М. Наумко, В.А. Калюжний, 1981, див. вище), істотно меншими від таких у заноришах. Тому ці кристали мають поки що лише наукове та колекційне значення, хоча оптимісти розглядають зону вилуговування і в практичному сенсі.

2. Порівняльний аналіз морфології кристалів свідчить про таке: а) кристали ільменського типу із зони вилуговування в середньому мають на головці бідніше огранення, ніж індивіди цього типу в заноришах (див. рис. 3.13); б) кристали адун-чілонського типу з цієї зони характеризуються, на відміну від заноришевих, домінуванням на головці призми {011}, яка разом із добре розвиненими {110} і {120} набуває значення габітусоутворювальної форми, наближуючись цим самим до морфології індивідів топазу-III. Крім того, частота прояву двоголових кристалів у зоні вилуговування більша, ніж у заноришах.

3. У добре розвиненій зоні вилуговування топаз знаходиться у безкварцовій асоціації, неодмінно з альбітом і Li-Fe слюдами. Топаз у заноришах асоціює насамперед із кварцом і калійовим польовим шпатом. Зустрічається альбіт і в заноришах, але морфологічно та генетично він відрізняється від альбіту зони вилуговування. В останній альбіт товстотаблитчастий по (010), який на фоні підняття кислотності флюїдів, що надходили знизу (відкрита система), метасоматично замістив мікроклін-пертит; подалі топаз вибірково замістив альбіт, рідше синхронно ріс із ним або вільно – у порожнинах, що виникли на місці кварцу. Наслідком цього є наявність включень альбіту в топазі та останнього в альбіті. У

заноришах альбіт тонкотаблитчастий (клевеландит). Він виріс у лужному середовищі, в якому топаз не росте.

Отже, передумовою утворення топазу в зоні вилуговування був потужний процес альбітизації підзаноришевих графіко-пегматоїдних порід, спричинений надходженням глибинних флюїдів, які кардинально змінили первісний мінеральний склад порід. Компоненти останніх, змішані з глибинними флюїдами, сприяли кристалізації у кислому середовищі топазу в зоні вилуговування і заноришах.

4. І.М. Наумко і В.А. Калюжний (1981) встановили в топазі зони вилуговування чотири типи включень мінералоутворювального середовища, які виявилися генетично подібними до раніше встановлених включень у топазах заноришів. Однак багатофазові включення з мінералами-в'язнями в топазі зони вилуговування фіксувалися, на відміну від заноришевого, порівняно рідко. Більшість включень гомогенізуються в рідку або газову фазу при 410–430 °С, хоча трапляються випадки з гомогенізацією при 580–590 °С. Метасоматозувальні флюїди, які спричинили топазизацію зони вилуговування, були, виходячи зі складу включень, збагачені леткими компонентами, серед яких переважав CO_2 (І.М. Наумко, В.А. Калюжний, 1981).

Топаз-III – обмежено поширена низькотемпературна генерація, встановлена лише на ділянках регенерації кристалів моріону в заноришах (В.А. Калюжний та ін., 1971) і в метасоматично змінених породах під пегматитовими тілами (В.И. Павлишин и др., 1983). Кристали водяно-прозорі, безбарвні розміром до 3 мм уздовж [001]. Габітус кристалів призматичний. У вертикальному поясі розвинені грані {110} і {120}, вкриті штриховкою. На головках слабо розвинені лише грані {011}. Ці кристали утворилися за температури 180–200 °С і зафіксували третій кислотний період мінералоутворення (В.А. Калюжний, І.М. Наумко, 1982), який фактично завершив ендегенний процес формування камерних пегматитів. Ця генерація надійно діагностується найпростішою огранкою – {110}, {120}, {011}.

Генерації топаз-I і топаз-III, які скромно представлені у камерних пегматитах Волині, виникли на початку процесу топазо-

утворення і під час його затухання в умовах локального підвищення концентрації (активності) фтору.

Топаз-II – найпоширеніша генерація, що сформувалася в умовах розширеного поля своєї кристалізації, яка підтримувалася високою концентрацією (активністю) F, Al і пониженою активністю сильних катіонів (Na, K, Ca) у розчинах. Цей процес потужно реалізовувався, коли у відкриту пегматитову систему надходили F-вмісні флюїди глибинного походження, які сприяли росту великих кристалів у заноришах. Ймовірно, що топазова чи, ширше, топаз-кварцова мінералізація відбувалася потужно, якщо середовище топазоутворення формувалося шляхом змішування компонентів, які надходили в занориш із трьох джерел – глибинного магматичного резервуару, первісного пегматитового розплаву (точніше, його похідних) і компонентів, які потрапляли в розчин унаслідок руйнації мінералів зони вилуговування. Ось у такому сенсі ми розглядаємо топаз як полігенетичний мінерал.

Розширення поля кристалізації топазу може супроводжуватися звуженням умов росту інших мінералів, наприклад, кварцу – головного мінералу заноришів. Маємо поки що зовсім небагато недосконало вивчених прикладів, коли в занориші топазова мінералізація була сумірна з кварцовою або можливо її перевищувала. Цікаво, що кварц топазоносних пегматитів характеризується особливими ІЧ-спектрами. На них наявні три-чотири зближених смуги поглинання в області частот $3600\text{--}3700\text{ см}^{-1}$, які є діагностичними для полімерних сполук HF (В.И. Павлишин, 1983). Кварц тут має значення як критерій топазоносності пегматитів.

3.7.2. Ріст кристалів. Еволюція морфології й анатомії кристалів

Спочатку поставимо питання – топаз у камерних пегматитах Волині ріс плоскими чи спіральними шарами? Прямі докази росту кристалів спіральними шарами невідомі, але на користь такого механізму росту, насамперед пневматолітового топазу, є такі опосередковані аргументи: 1) переповненість кристалів гвинтовими дислокаціями (Г.К. Єрьоменко, 1970); 2) на грані $\{0001\}$ сингенетичного з топазом протолітіоніту-3T під мікроскопом зафіксовані спіральні сходинки, пов'язані з гвинтовими дислокаціями.

Згадаємо принципово важливу особливість спірального росту: він відбувається за значно меншого пересичення середовища, ніж зростання кристалів плоскими шарами, тому часто реалізується в умовах пневматолітового мінералоутворення. Точне визначення механізму росту кристалів волинського топазу – завдання подальших досліджень. Нижче ми викладемо морфолого-онтогенічні закономірності, які стосуються кристалів топазу із заноришів і зони вилуговування.

Кристали топазу в заноришевій області вільно росли на кварцовому, топазовому, інколи іншому субстраті. Спостереження у природі свідчать, що і на стелі, і на дні заноришу субстрат активно не взаємодіяв з кристалами топазу, що зароджувалися і росли на ньому. Разом з тим часто в занориші, ще більше – в зоні вилуговування, індивіди в процесі росту морфологічно дисиметризувалися. Насамперед, у цьому процесі поступово зникав характерний для ромбічної сингонії mmm ($3L_23PC$) ізометрично-ромбічний перетин $\perp[001]$, набуваючи вздовж $[010]$ видовженої сплющено-таблитчастої форми з істотно зміщеним центром кристала. Мусимо говорити про ексцентричний розвиток такого індивіду, в якому центр кристала, як свідчить теорія росту кристалів, зміщений у бік напрямку руху потоку живлячої речовини. Тут діє таке правило: грані кристала, обернені назустріч потоку живлення, ростуть швидше, ніж однойменні грані, обернені у протилежний бік. Багато кристалів у зоні вилуговування фактично набули таблитчастоподібного або таблитчастого обрису (рис. 3.59). Процес спотворення обрису кристалів тривав і в занориші, але не так інтенсивно, хоча через відсутність даних щодо еволюції анатомії кристалів остаточної відповіді не маємо, оскільки в заноришах спостерігаємо більші, ніж у зоні вилуговування, кристали, які в процесі тривалого росту могли втратити пластинчастий обрис.

Спотворення обрису, частково – габітусу кристалів, відбувалося таким чином – уздовж перпендикулярів до $\{110\}$ кристали росли з меншою швидкістю, ніж уздовж $[010]$, тому відстань між взаємно паралельними гранями цієї призми відносно повільно збільшувалася. Коли подивимося на сильно спотворений кристал згори, то побачимо, що часто на його головці центральна грань

3.7. Генезис кристалів

{001} змінила властиву їй конфігурацію, втратила симетрію L_2PC ($2mm$), змістилася у бік від теоретичної вісі c і наче «потягнула» за собою інші спотворені грані на головці. При цьому грані однієї й тієї ж простої форми змінили також свої розміри, деякі з них істотно зменшилися або навіть зникли. Змінилося співвідношення розмірів призм також у вертикальному поясі. Як остаточний результат маємо таке: ромбічний кристал топазу морфологічно став триклінним. У кращому випадку він має симетрію P .

Перед тим, як навести генетичне тлумачення спотворення обрису волинських кристалів, ще раз зауважимо, що ступінь зміни (еволюції) їхньої морфології помітно різний – на загал більший у зонах вилуговування у порівнянні із занорищами. В останніх спостерігається ще така картина: кристали адунчілонського типу менше спотворені, ніж ільменського.

Давно відомо (И.И. Шафрановский, 1961), що ідеальний кристал-багатогранник утворюється в умовах рівномірного й всебічного живлення. У природі вони винятково рідкісні. Звичайно ми бачимо, що, наприклад, на волинських кристалах наявні більше чи менше спотворені форми. Останні підпорядковуються певним закономірностям, пов'язаним із конкретними умовами

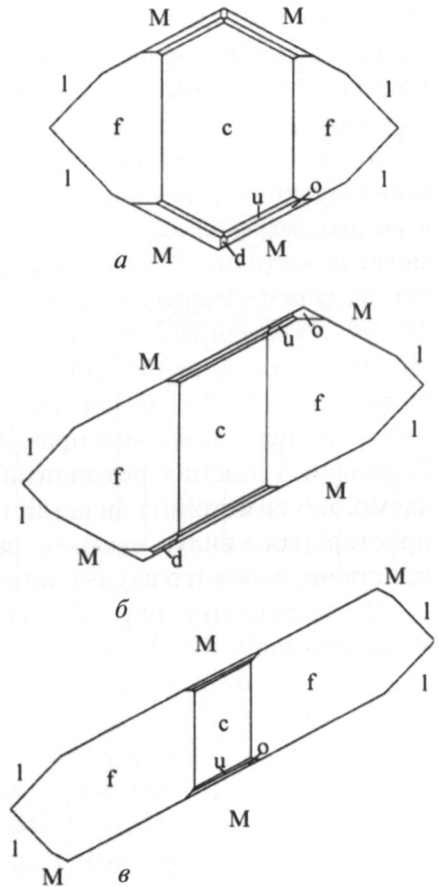


Рис. 3.59. Форма кристалів топазу, які росли в неоднакових умовах надходження живильної речовини:
a – рівномірного;
б, в – нерівномірного

утворення кристалів. Якщо перейти на мову симетрії, то симетрія живильного середовища, згідно з універсальним принципом Кюрі, накладає свій відбиток на зовнішню форму (симетрію) кристала, сприяючи насамперед росту спотворених кристалографічних форм.

З огляду на це, утворення морфологічно дисиметризованих волинських кристалів топазу, їхню еволюцію ми пов'язуємо з ростом в умовах часто однобічного надходження потоків живлення з симетрією «стріли» P , якими були глибинні флюїди, неодноразово тут згадувані. Змагання (взаємодія) двох симетрій — внутрішньої $3L_2PC$ з зовнішньою P — завершилося перемогою останньої, адже на сильно спотворених кристалах присутня лише одна псевдоплощина симетрії або елементи симетрії цілковито зникли, тобто на них розвинені лише «несправжні» форми — моноедри та діедри. Виходячи з якісних результатів порівняльного аналізу, передбачаємо, що симетрійна сила (дія) живильного потоку P слабшала у просторі (зона вилуговування занориш) та часі. Пізні зародження кристалів, особливо адун-чїлонського типу, слабко спотворені.

На завершення теми зазначимо, що на Волині знайдено чимало кристалів топазу, які наче не зазнали дії глибинного потоку або його дія була замаскована побічними явищами, наприклад, конвекцією, швидкою заміною інфільтрації дифузєю тощо.

Еволюція форми кристалів, яка наведена вище і пов'язується з температурою кристалізації (див. рис. 3.32), у цьому пункті буде деталізована — розглянута в контексті впливу рухомості і ступеня пересиченості компонентів на форму кристалів.

Насамперед зафіксована еволюція форми кристалів залежно від їхнього розміру, тобто в процесі росту. Простежується чітка кореляція між розмірами та ограненням індивідів: великі кристали ільменського типу огранені багатше, частота прояву практично всіх простих форм на них вища (рис. 3.60). Виняток становить лише добре розвинена призма $f\{011\}$. Передбачаємо, що велику, якщо не вирішальну роль у цій еволюції на прикінцевому етапі зіграло пересичення, зменшення якого відбувалося на фоні спокійної й тривалої кристалізації, яка завершилася утворенням кристалів, обмежених великим числом граней. Багатоогранені великі кристали свідчать також про ріст у стабільних умовах.

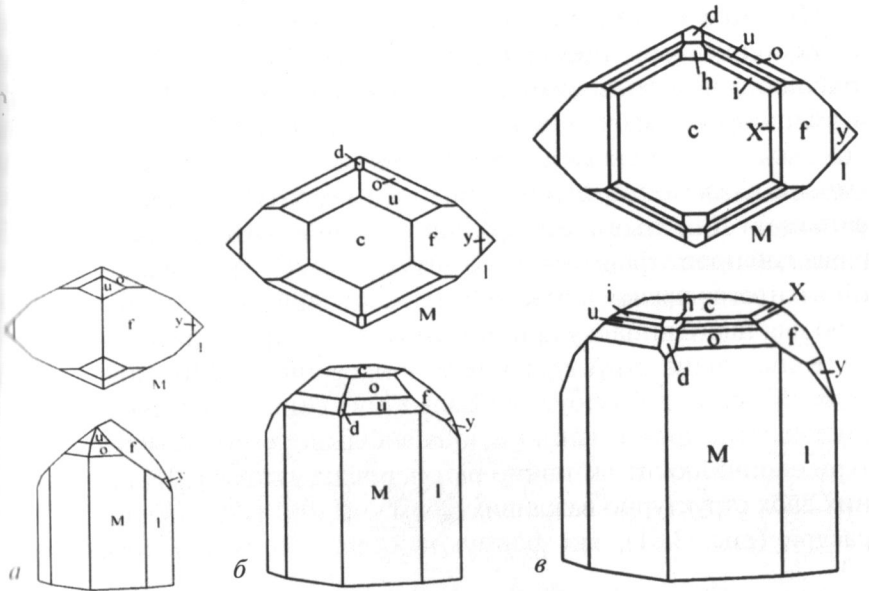
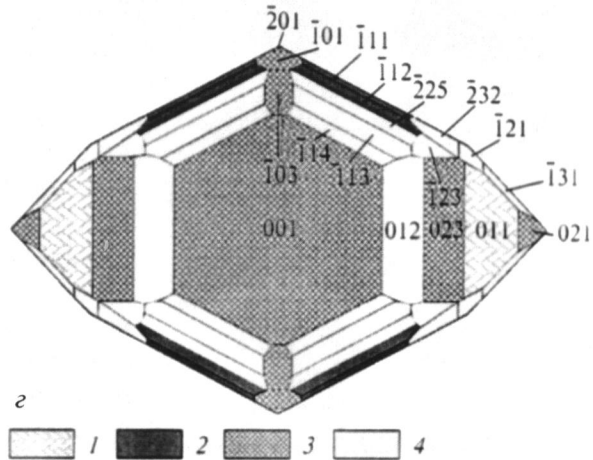


Рис. 3.60. Зміна форми заноришевих кристалів топазу в процесі збільшення їхніх розмірів: а – дрібні; б – середні; в – великі індивіди.

Прості форми – $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $c \{001\}$, $y \{021\}$, $d \{101\}$, $X \{023\}$, $i \{113\}$,



$h \{103\}$; z – інтенсивність прояву форм (1 – грані проявлені добре незалежно від розміру кристала, 2 – проявлені добре на всіх багатогранниках, але на великих краще, 3 – частота прояву прямо пропорційна розмірам кристала, 4 – не мають морфологічного значення)

Невеликі кристали із зони вилуговування мають, у порівнянні із заноришевими, простішу морфологію. На них морфологічно стабільними та важливими є лише три призми – $\{110\}$, $\{120\}$ і $\{011\}$.

Спробуємо проаналізувати еволюцію поширених трьох типів кристалів – ільменського, адун-чілонського та волинського (так умовно назвемо морфологічний тип топазу-III з найбіднішою огранкою). Для цього використаємо лише чотири габітусоутворювальні прості форми – $\{001\}$, $\{011\}$, $\{110\}$, $\{120\}$. Співставимо ступінь їхнього розвитку з умовами кристалізації й спеціально підбраною для цього випадку кристалічною структурою (рис. 3.61).

Кристалічна структура топазу в проекції на (010) показує, що головну роль у габітусоутворювальному процесі відіграють зигзагоподібні октаедричні ланцюги, які найбільше із всіх елементів структури спричинюють активний ріст індивідів уздовж $[001]$ і прояву на них двох структурно важливих форм – $\{110\}$ і $\{120\}$. Ізольовані тетраедри (рис. 3.61), які формують острівний мотив кристалічної

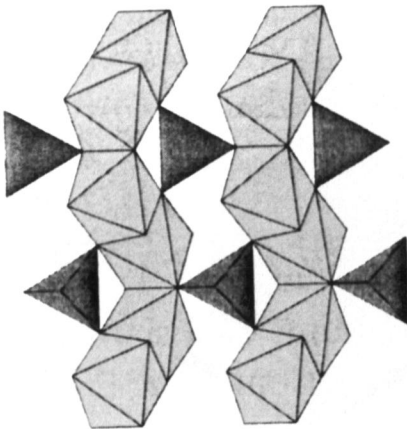


Рис. 3.61. Кристалічна структура топазу, спроектована на (010) . Вісь c орієнтована вертикально. Видно чорні тетраедри SiO_4 і сірі алюмінієві октаедри. Запозичено з книги: *H. Strunz, E.H. Nickel. Strunz Mineralogical Tables, 2001*

структури, прагнутимуть ізометризувати зовнішню форму кристалів і загальмовувати переважний ріст індивідів уздовж $[001]$, який цілковито реалізується в особливих умовах лише в одному випадку – при формуванні пікніту. Висока та рівномірна рухомість компонентів і висока температура сприятимуть розвитку на головці насамперед граней із максимальною підсумковою структурною густиною – $\{011\}$ і $\{001\}$. Формуватиметься ільменський морфологічний тип. Швидкий ріст $\{001\}$, спричинений зниженням температури і збільшенням ступеня пересичення середовища, призведе до зникнення цієї

форми і зменшення ролі інших на головці – ільменський тип заміниться адун-чілонським. Істотне зниження температури кристалізації, супроводжуване низькою й різною рухомістю топазоутворювальних компонентів, високим ступенем пересичення, завершиться ростом граней з максимальною густиною іонів одного виду – у нашому випадку форми $\{011\}$, як найбільш густо заселеної фтором (гідроксилром), та $\{110\}$ і $\{120\}$, що неодмінно наявні на кристалах як габітусоутворювальні. Отримаємо остаточний результат – волинський тип кристалів із найпростішою огранкою.

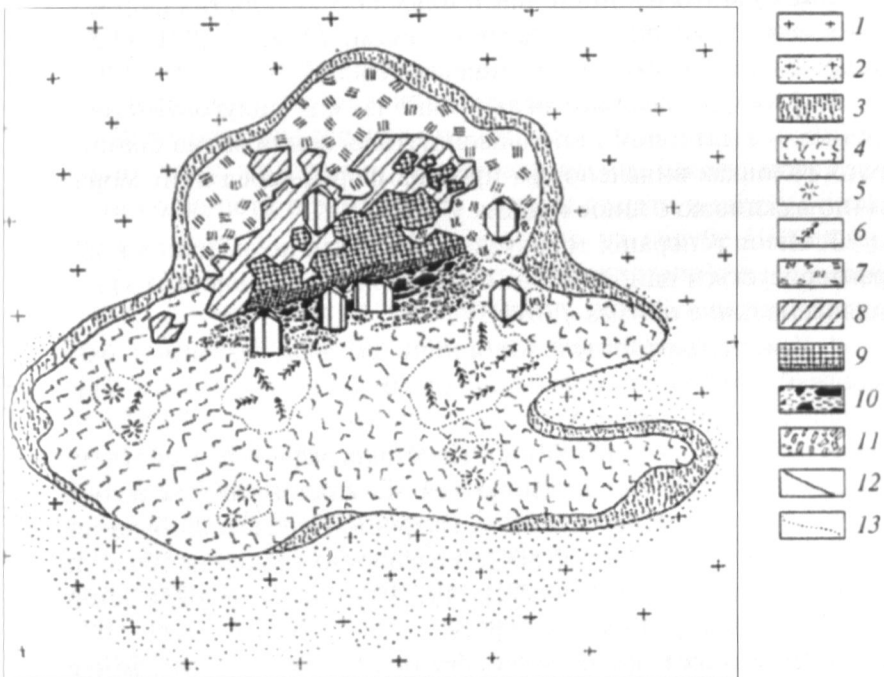


Рис. 3.62. Розподіл основних кристалографічних форм багатогранників топазу по мінерально-структурних зонах пегматитового тіла камерного типу. Вертикальний розріз: 1 – граніти; 2 – граніти, збагачені фермічними мінералами; 3 – графічний пегматит; 4 – дрібно- і середньозерниста графіка; 5 – радіальна графіка; 6 – скелетна графіка; 7 – пегматоїд; 9 – кварцова зона; 10 – камера (занориш); 11 – зона вилугування; 12 – контакти чіткі; 13 – контакти нечіткі

Форма кристалів топазу в камерних пегматитах Коростенського плутону досить розмаїта. Найбагатше огранення мають великі індивіди і зростки у заноришах, помітно бідніші кристали у графічній, пегматоїдній, польовошпатовій та зонах вилуговування, найбідніші – у зоні пізньої генерації топазу із метасоматично змінених порід. Типові багатогранники топазу із різних мінерально-структурних зон на розрізі пегматитового тіла показані на рис. 3.62.

Висновки. 1. Найбагатше огранення кристалів топазу камерних пегматитів Коростенського плутону характерне для заноришів. На головках багатогранників нами виявлено 17 простих форм, серед яких морфологічно важливими є призми $f\{011\}$, $y\{021\}$ та $d\{101\}$, діпіраміди $o\{111\}$ та $u\{112\}$, пінакоїд $c\{001\}$.

2. Морфологія багатогранників із зон вилуговування, графічної, пегматоїдної та польовошпатової зон помітно бідніша. На їхніх головках виявлено сім простих форм, серед яких морфологічно важливою є лише призма $f\{011\}$.

3. Пізня генерація топазу із метасоматично змінених порід характеризується найбіднішим ограненням – на головках кристалів виявлена лише призма $f\{011\}$.

4. Кристалам топазу із заноришів властива залежність багатства огранення від розмірів – на великих багатогранниках виявлено більше простих форм.

5. Дрібні (до 5 см по одній із кристалографічних осей) кристали топазу із заноришів відрізняються від аналогічних за розмірами індивідів із зон вилуговування, графічної, пегматоїдної та польовошпатової зон наявністю добре розвинених граней не тільки призм $f\{011\}$, але і призм $y\{021\}$ та $d\{101\}$, рідше $X\{023\}$, діпірамід $o\{111\}$ та $u\{112\}$, пінакоїда $c\{001\}$.

6. Відмінності кристаломорфології топазу із різних мінерально-структурних зон такі: найбагатше огранення характерне для кристалів із заноришів, бідніше – для багатогранників із зон вилуговування, графічної, польовошпатової та пегматоїдної зон, а найбідніше – для пізньої генерації топазу із метасоматично змінених порід. У зонах вилуговування та у польовошпатовій зоні трапляються двоголові багатогранники, які в графічній та пегматоїдній зонах відсутні.

3.7.3. Зміна кристалів

Топаз – яскравий приклад прояву у природі мінералогічного закону: мінерал, який виріс, надалі неодмінно змінюється під дією фізичних (механічних), хімічних, фізико-хімічних, біологічних чинників, часу. Кристали волинського топазу впродовж свого життя забарвлювалися і знебарвлювалися, дробилися, дробилися і регенерувалися, розчинялися, заміщувалися різними мінералами впритул до утворення повних псевдоморфоз. Онтогенічна природа забарвлення (знебарвлення) волинського топазу – недостатньо досліджена тема. Достеменно лише знаємо, що радіаційна природа забарвлення мінералу, через яке воно не стійке, є основною причиною його зміни, насамперед під дією температури, як у процесі росту, так і на післякристалізаційному етапі. Малостійкі центри (передцентри) забарвлення трансформувалися у стійкіші. Ймовірно, тому, за нашими спостереженнями, інколи порушується одноколірність пірамід росту – вони стають поліхромними. Первісно рожеве забарвлення змінюється на голубе і навпаки, відповідно до температури порушується чітка прив'язка кольору до пірамід росту. Можемо констатувати, що абсолютно чіткий розподіл забарвлення по пірамідах росту волинського топазу, який ми нині спостерігаємо, відсутній, хоча статистична вище описана картина кольорової секторіальності зберігається.

Волинські кристали топазу часто подрібнені, тобто зазнали крихкої деформації, ступінь прояву її різний – від частково потрісканих по (001) мінеральних індивідів до топазових мінералогічних брекчій. Висловлювалися припущення, що причиною крихкої деформації кристалів є землетруси, тектонічні рухи. Більш реальною видається роль другого чинника, оскільки, за даними Б.О. Гаврусевича, наявні в районі родовища гранітні блоки дещо зміщені один відносно одного по вертикалі. На нашу думку, основна причина крихкої деформації кристалів (і не лише топазу) шована в особливостях формування заноришів. Кристали, які росли на їхніх стелях, особливо у випадку надходження живильної речовини знизу, досягали критичної маси, відривалися від субстрату, падали на дно й деформувалися. Під час вилучення із занорища такі кристали часто розсипаються на спайні уламки.

Не часто, але трапляються регеновані кристали топазу уздовж спайних тріщин (М.Н. Ивантишин и др., 1957; Б.З. Кантор, 1997). Рідше трапляються пошкоджені кристали, в яких тріщини заліковані іншими мінералами – кварцом, слюдами. Різноманітні уламки топазу в мінералогічних брекчіях зцементовані кварцом, опалом, глинистим матеріалом тощо. Не заліковані спайні уламки неодмінно матові або природно протравлені. Таким чином ми наблизилися до потужно зреалізованого у Волинському родовищі явища розчинення мінеральних індивідів і агрегатів. Результати розчинення кристалів топазу були зафіксовані вже на перших їхніх знахідках. Л.Л. Иванов у 1936 р. на індивідах, огранених $\{110\}$, $\{120\}$, $\{021\}$, і $\{011\}$, відмітив наявність слідів природного травлення – ямок і бугорків. Він намітив ряд протравлених форм – $\{011\}$, $\{001\}$, $\{021\}$, $\{120\}$, – який виявився зворотнім до порядку розвиненості граней на кристалах. М.М. Ивантишин і співавтори (1957) зафіксували, що волинські топази зазнали розчинення, інтенсивність прояву якого неоднакова у різних пегматитових тілах. Неоднаковий ступінь розчинення кристалів – від повсюдно розчинених (див. Додаток 1) до зачеплених цим явищем лише у певних ділянках (локально), ймовірно, найбільш дефектних. Починається цей процес із витравлювання на гранях кристалів характерного ямчастого рельєфу (В.Г. Фекличев, 1966). Якщо розчинення тривале, то змінюється і форма кристала – зглажуються і зникають гострі вершини, за ними – ребра, а на гранях з'являються глибокі ямки, інколи конуси розчинення. Трапляються до невпізнаності розчинені кристали, що втратили гострі вершини, прямі ребра, плоскі грані й перетворилися на шматки неправильної форми з вторинними ребрами і без них, кавернами різної форми та глибини.

Найпоширенішою формою розчинення, розвиненою на головці й гранях вертикального поясу, є тонке матування. У вертикальному поясі найбільше матовані грані $\{010\}$, $\{120\}$, $\{230\}$, $\{130\}$, $\{470\}$, найменше – $\{110\}$. На головці кристалів найменш матовані $\{011\}$, $\{111\}$, $\{112\}$. Є підстава вважати, що повсюдне матування волинських кристалів спричинено не ендегенними чинниками, а довготривалим за геологічним часом перебуванням у воді, дія якої віддзеркалена у відомому вислові «вода камінь точить».

Наші численні спостереження і описи форм розчинення, наведені в пункті 3.4.1, ілюструють їхнє значне морфологічне розмаїття, яке спонукає зробити таке попереднє припущення: маємо ще одне свідчення дисиметризації кристалів, оскільки симетрія фігур розчинення нерідко формально не відповідає симетрії граней, які вони ускладнюють. Вона на загал у таких випадках понижена у порівнянні з симетрією, детермінованою $3L_23PC$ (mmm).

У широкому сенсі скульптура граней топазу визначена двома чинниками — ростом і розчиненням. Ростова скульптура — комбінаційна штрихуватість — висвітлена вище.

Спочатку охарактеризуємо зідеалізовані форми розчинення, які засвідчують початок розчинення кристалів. Тобто про момент, коли стійка (рівноважна) форма індивіду перестає бути такою за нових умов і починає хімічно руйнуватися. Форма фігур розчинення на гранях розмаїта (рис. 3.63). Вона визначається симетрією грані й умовами розчинення.

Поширена форма фігур розчинення на призматичних гранях $\{110\}$ — ямки з прямокутними контурами (рис. 3.63, *a*). Внутрішні грані вертикального поясу цієї фігури належать, з одного боку, $\{010\}$, $\{120\}$, $\{130\}$, $\{230\}$, $\{470\}$, а з іншого — $\{100\}$, $\{210\}$. Ці грані здебільшого належать до типових комплікаційних форм (И.И. Шафрановский, 1950, 1961). Зовсім інша форма розчинення зафіксована на гранях $\{120\}$ (рис. 3.63, *b*), хоча трапляються й інакші.

Особливе розчинення первісно зафіксовано на гранях $\{011\}$. Тут спостерігається злиття ямок і залишкових бугорків, які створюють переходи до округлих конусів. На деяких зразках зафіксовані добре виражені виокремлені ямки травлення з трикутними обрисами (рис. 3.63, *г*). До складу цих фігур входять грані $\{021\}$ і деякі другорядні форми, які групуються поблизу $\{011\}$ (И.И. Шафрановский, 1961). Чи не вперше саме на $\{011\}$ спостерігалось надзвичайно сильне розчинення, яке привернуло увагу вчених і призвело до виникнення нового поняття «конуси розчинення» (И.И. Шафрановский, 1950). Згодом з'ясувалося, що наявні кристали, на місці головки яких, незалежно від огранення, розвинений суцільний візерунок конусоподібних фігур розчинення (рис. 3.64, *a*). Вони мають форму різновеликих веретеноподібних здуттів,

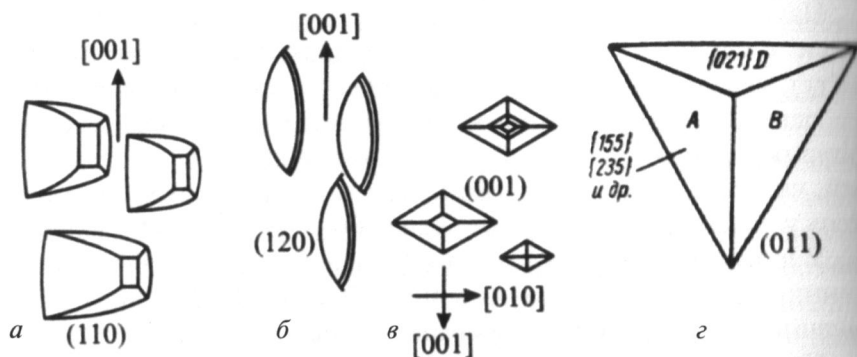
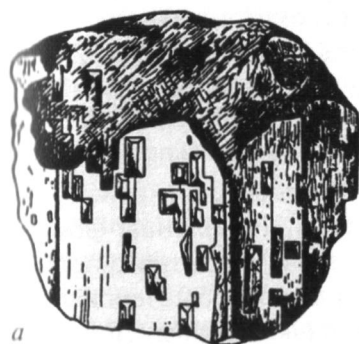


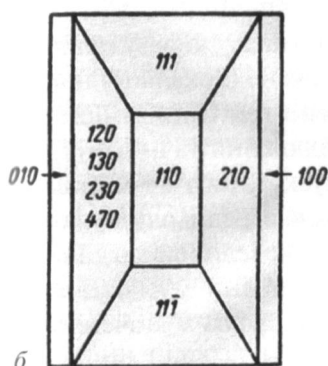
Рис. 3.63. *Форми розчинення на кристалах топазу. Грані {110} і {120} топазу мають симетрію P , тому така симетрія і властива фігурам розчинення на них (а, б). Пінакоїд {001} має симетрію L_22P , відповідно форми розчинення мають форму ромбів (в). Грань {011} має симетрію P (г) і адекватну форму розчинення. За Г. Баклі (а, б, в) і І.І. Шафрановським (г)*

орієнтованих розширеною частиною до вершини кристала. Їхня поверхня нерівна, зазвичай із повздовжньою ребристістю, нерідко ускладнена дрібними конусоподібними утвореннями вищих порядків, а в поперечному профілі — опукла.

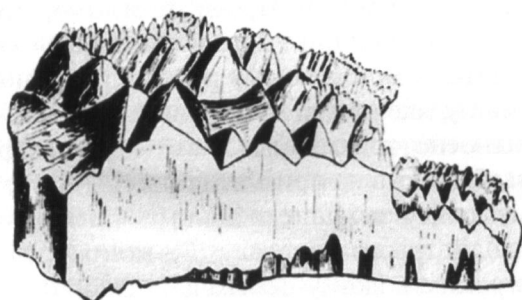
За даними гоніометричного дослідження (И.И. Шафрановский, 1961), конуси можна розглядати як результат злиття окремих ямок травлення, а згадані вище трикутні ямки на {011} можна віднести до кристалів, які пройшли лише першу стадію розчинення, коли окремі ямки травлення ще не злилися у конуси. На загал більшість кристалів, у тому числі з третім пінакоїдом, мають сильно розчинені головки, тобто цілковито покриті конусами розчинення. У випадку відсутності {001} на перше місце за ступенем розчинення виходить {011}. Водночас інші грані, наприклад {021}, {110}, {120} слабо розчинені або не розчинені. Важливо також те, що конусоподібна форма пов'язана з великим числом форм із полярними відстанями, які лежать в межах $40-50^\circ$. Окрім того, спостерігається також чимало форм із полярними відстанями, які знаходяться у межах $60-70^\circ$. Отже, маємо наче два типи конусів, розташованих один під одним (И.И. Шафрановский,



а



б



в

*Рис. 3.64. Кристали топазу з різними формами розчинення: а — на призматичних гранях вертикального поясу; б — ямка на грані $\{110\}$; в — конуси розчинення на кристалі.
За І.І. Шафрановським*

1961). При цьому паралельно зі збільшенням ступеня розчинення зростає число форм (граней), які входять до складу конусів, а їхня переважна більшість має зазначені вище полярні відстані. Вони і обумовлюють форму конусів.

З погляду структури топазу особливим, як зазначалося вище, є напрямок $[001]$ зі щільним розташуванням структурних елементів. Нахилені до нього грані за своїм нахилом відповідають полярним відстаням $43-45^\circ$ і $60-70^\circ$. За аналогією з кварцом можна передбачити, що розчинення буде відбуватися навколо найбільш щільної вертикальної вісі кристала, істотно не зачіпаючи, однак, цього важливого напрямку (І.І. Шафрановський, 1961). Внаслідок дії такого механізму формуються конуси з віссю $[001]$. При цьому конуси розчинення в процесі розвитку ускладнюються, пере-

ходять в інші конуси, а не залишаються геометрично тотожними, як на кварці. Передбачаємо, що непроста модель розчинення волинського топазу частково спричинена гетерогенною кристалічною структурою.

Описані вище процеси розчинення кристалів топазу є, ймовірно, наслідком їхньої взаємодії зі своєю недосиченою рідкою або газовою материнською фазою (Р.Б. Хейман, 1979). Інша фізико-хімічна зміна топазу настає після закінчення кислотного періоду мінералоутворення у заноришах у лужний період. Збагачені калієм, рідкісними та іншими елементами розчини цього періоду мінералоутворення спричинювали псевдоморфне заміщення нестійкого у цих умовах топазу. Процес псевдоморфізації топазу за результатами мав, у порівнянні з його розчиненням, обмежене (локальне) поширення. У Волинському родовищі встановлено три типи заміщення топазу, яке призвело до утворення (В.А. Калюжний та ін., 1971): 1) відносно тонких (до 5 мм) кірок мікролускуватого Li-мусковіту здебільшого на призматичних гранях; 2) чохла середньолускуватого мусковіту, за нашими даними – лепідоліту, з невеликою домішкою каолінітового мінералу; 3) монтморілоніт-каолініт-мусковітового агрегату, в якому центральні ділянки псевдоморфоз збагачені каолінітом, периферійні – мусковітом.

3.7.4. Типоморфне та прикладне значення топазу

Гарне забарвлення, прозорість, висока твердість і привабливо сильний блиск штучно огранених кристалів топазу – якості, які визначили його основну сферу використання – ювелірну промисловість. На світовому ринку найвартіснішими вважаються рідкісні фіолетові (лілові), далі золотисті, рожеві, чайні, червоні топази. За ними йдуть сині, синьо-зелені й безбарвні. Завершують ряд світложовті різновиди. Краші лілові та червоні топази коштують \$750 і більше доларів за карат, тоді як безбарвні або світло-голубі топази оцінювалися на початку XXI ст. \$3–6 за карат. Певний попит на ринку мають природні топази зі штучним забарвленням. В Україні серед топазів цієї категорії дуже популярний голубий топаз.

Топаз – вельми популярний колекційний мінерал. Це насамперед добре огранені кристали, закономірні та випадкові зростки,

друзи, штучно ограничені індивіди (див. також табл. 1, 2). Завдяки високій твердості топаз використовують ще як абразив, передусім топазіт. Без топазу не обходиться жодна навчальна колекція. Під номером 8 він справно служить у шкалі Мооса.

Отже, топаз із точки зору практики заслуговує, як і в старі часи, на особливу увагу. Ефективно вирішувати проблеми практики без прикладної мінералогії нині неможливо (А.И. Гинзбург и др., 1981; А. Szymański, 1977; О.І. Матковський, Б.І. Пирогов, 2002). З певного часу теоретичною основою прикладної мінералогії стало вчення про типоморфізм мінералів (А.И. Гинзбург и др., 1981; В.І. Павлишин та ін., 2007). Спробуємо нижче представити по можливості згорнуту інформацію генетико-прикладного змісту, схарактеризовану термінами цього вчення.

Фтор – могутній мінералізатор і поширений леткий компонент природних флюїдів. Без фтору немає топазу. Найбільш універсальними осаджувачами F є елементи з великою до нього спорідненістю – Ca і Al, на базі яких виникають поширені мінерали – топаз, флюорит, кріоліт. Величезну роль відіграв фтор також у формуванні топазвмісних вулканітів, рідкіснометалевої мінералізації, Li-F гранітів і онгонітів, пегматитів, гідротермальних жил, метасоматитів (див. підрозділ 1.2).

Граніти γ_1 – γ_4 Коростенського плутону, в тому числі пегматитоносні γ_1 і γ_2 , містять фтор (0,048–0,090 %), вміст якого близький до кларкової величини (0,066 %) (Е.К. Лазаренко и др., 1973). У них топаз зазвичай відсутній. З'являється він лише в аксесорній кількості у змінених навколопегматитових гранітах у зв'язку з процесами пегматитоутворення. Отже, кларкові кількості фтору гранітів, які є похідними від такого ж вмісту інертного фтору (А.М. Аксюк, 2004) в гранітному розплаві ніяк не можуть забезпечити (див. також початок підрозділу 3.7) в його пізньому диференціаті – пегматитовому розплаві, надалі – в продукті його розкристалізації, камерному пегматиті – утворення промислового родовища кристалів топазу, тим паче формування власне топазового пегматитового тіла. Відтак, виникає вище означене конкретне питання про джерело фтору топазів, оскільки, як неодноразово зазначалося вище, промислові топазові об'єкти на Волині є.

Теоретично можливі щонайменше два шляхи виникнення високих абсолютних чи відносних концентрацій фтору у гранітних розплавах: 1) внаслідок інтенсивної міграції фтору й інших летких компонентів з гранітного до пегматитового розплаву, з якого надалі *in situ* формувалися топазові пегматити; 2) за рахунок фторвмісних флюїдів, які підтікали із магматичного резервуару нижніх частин кори або підкорових горизонтів, де фтор нагромаджувався у процесі магматичної диференціації (А.М. Аксюк, 2004; Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008). Перший шлях мало ймовірний насамперед тому, що недостатньо досліджений. Вважається, що по мірі зниження температури фтор захоплювався мінералами, найактивніше слюдами та акцесорним флюоритом.

Перед тим як висвітлити вище означений другий шлях варто згадати 80-річної давності думку наших талановитих попередників. У колективному підручнику (Курс мінералогії, 1936) читаємо: «В природе выделение фтора из лежащего под месторождением магматического очага идет по случайным трещинам раскристаллизовавшихся пород. Благодаря этим парам породы топазируются. Многие химические элементы (W, Sn, Be, Li и др.) ... в сочетании с F делают летучими и извлекаются из глубин земли» (с. 568).

Другий шлях створення підвищеної концентрації фтору в гранітному розплаві видається реалістичнішим, відповідно до нашої концепції (Д.К. Возняк, В.І. Павлишин, 2008), оскільки система була відкритою до фтору, а його концентрація (до 0,1 моль/дм³, за А.М. Аксюком) підтримувалася багатим на фтор потоком глибинного походження. Підвищення вмісту фтору знижує температуру солідусу, підвищує температуру ліквідусу гранітного розплаву, розширює поле кристалізації кварцу, зміщує положення котектичного мінімуму в бік альбіту та сприяє кристалізації магматичного (?) топазу (Н.И. Коваленко, 1979).

Другий шлях утворення багатих на фтор гранітних розплавів узгоджується з даними ізотопних досліджень. Результати вперше виконаного львівськими дослідниками (И.М. Наумко и др., 1985) ізотопного аналізу вуглецю CO₂ флюїдних включень у топазі Волинського родовища засвідчили відносно збагачення його легким

ізотопом ($S^{13}C = -19,3, -18,7; -19,4 \text{ ‰}$). Ці дані дозволяють припустити, що під час формування топазової мінералізації, насамперед у другий кислотний період, у заноришах і в зоні вилуговування пегматитів відбувалося змішування CO_2 глибинного джерела з легкими компонентами гранітного (пегматитового) розплаву. Близкість ізотопного складу вуглецю CO_2 флюїдних включень, що захоплювалися на продуктивній стадії формування пегматитів коштовними і технічними мінералами (топазом, берилом, кварцом, карбонатними мінералами) (И.М. Наумко и др., 1985) дало нам підставу виділити особливу *типоморфну ознаку топазу* – кристали з включеннями CO_2 , в яких вуглець збагачений легким ізотопом – індикатором змішування флюїдів глибинного походження та флюїдів гранітного розплаву.

Перша типоморфна асоціація топазу відображає початок післяінверсійної історії пегматитів ($\sim 600 \text{ }^\circ\text{C}$, перший кислотний період) – топаз-I + параморфоза β - по α -кварцу (стільниковий кварц). Реально ця асоціація охоплює мікроскопічні кристалики топазу у зовнішніх зонах стільникового кварцу.

Спорідненість F до Li, а також збагаченість флюїдного потоку рідкісними металами спричинили, насамперед у заноришах, утворення *другої типоморфної асоціації* топаз-II + Li-Fe слюди + кварц + + мікроклін-пертит + рідкіснометалеві мінерали (колумбіт, каситерит, ільменорутит). Сингенетичні включення у топазі-II протолітійніту, колумбіту, каситериту, інколи флюориту свідчать, що ці мінерали парагенетично з ним пов'язані.

У зоні вилуговування пегматитів формувалася дещо інша *типоморфна асоціація* – топаз-II + зелений октаедричний флюорит \pm фенакіт \pm Li слюди без або з меншим вмістом заліза у порівнянні зі слюдами асоціації топазу-II у заноришах.

Третій кислотний період мінералоутворення, який фактично завершив формування пегматитів, супроводжувався кристалізацією *третьої типоморфної асоціації* топаз-III + фенакіт(?) + + кварц + берtrandит + альбіт. Він скромно проявився у пегматитах і змінених гранітах.

Li-F граніти Коростенського плутону, як ізофасціальні з камерними пегматитами, неодмінно містять топаз (вміст його сягає 6 %).

3. Топаз Волинського родовища

Передбачається, що у їх формуванні провідну роль теж відіграє фторвмісний потік флюїдів глибинного походження. Тому тут, відповідно до рухомого тренду фтору (А.М. Аксюк, 2004), маємо подібну до пегматитової *типоморфну асоціацію* топаз + Li-F слюди (здебільшого цинвальдит) + кварц + польові шпати + рідкіснометалеві мінерали. Отже, логічним є прикладний висновок (В.И. Павлишин, 1981): поля прояву топазвмісних камерних пегматитів і Li-F гранітів не перспективні на виявлення, якщо не втручалася тектоніка, у приповерхневих ділянках рідкіснометалевих пегматитів. Останні, згідно з сучасними уявленнями про геологію пегматитів (А.И. Гинзбург и др., 1979), треба шукати під камерними пегматитами і Li-F гранітами, тобто на глибині понад 3 км.

Рідкіснометалеві пегматити часто містять високої ювелірної якості кристали топазу, приурочені до порівняно невеликих порожнин (вони не можуть бути великими, оскільки рідкіснометалеві пегматити формуються на більших, ніж камерні пегматити, глибинах), в яких зазвичай представлена високоякісна *типоморфна асоціація* топаз + альбіт + турмалін + слюди Li-Al ряду \pm кунцит.

Топаз як *типоморфний мінерал* вказує передусім на: прояв мінералоутворення з підвищеною кислотністю, пневматолітове, гідротермальное-пневматолітове, гідротермальне походження, тобто обов'язково ендегенне. Екзогенний топаз невідомий і теоретично заборонений. Магматичне походження топазу, принаймні у пегматитах, спростовано (див. вище).

Кислотна природа топазу «захована» в його конституції – перевазі F^- на OH^- в аніонній підґратці та наявності у катіонній частині кристалічної структури лише Si^{4+} і Al^{3+} за повної відсутності сильних основ. Іншими словами, топаз – приклад мінералу, в якому «суперечливо» поєднана сила кислоти та основи. Тому напрашується думка про особливі умови росту топазу – в середовищі з високою кислотністю мінералоутворювального флюїду, блискуче підтверджена результатами дослідження включень мінералоутворювального середовища в топазах (Д.К. Возняк, 1971; В.А. Калюжний та ін., 1971; В.А. Калюжный, И.М. Наумко, 1986). Зокрема, як зазначено вище, у всіх включеннях топазів $pH < 7$, а в історії формування камерних пегматитів завдяки топазу-індиктору

3.7. Генезис кристалів

вдалося виділити кислотні періоди мінералоутворення та відповідні їм мінеральні асоціації (В.А. Калюжний та ін., 1971). Отже, кристалохімічна та генетична природа топазу адекватно кореспондується зі статусом типоморфного мінералу, тлумачить фундаментальний зв'язок з фторвмісними флюїдами та рідкіснометалевою мінералізацією. У наукових публікаціях неодноразово відмічено, що топаз – надійний мінерал-індикатор рідкіснометалевого зруденіння.

Типоморфні ознаки топазу висвітлено по-різному, досконало та недосконало:

1. Варіації хімічного складу топазу визначені вмістом і співвідношенням фтору і гідроксилу. Загальна тенденція така (див. підрозділ 1.2): вміст гідроксилу зростає при переході від топазу вулканітів, пегматитів і грейзенів до топазу гідротермальних жил, загалом зі зниженням температури кристалізації.

У камерних пегматитах у напрямку від графічної зони до занорищу в топазі збільшується вміст фтору. За попередніми скромними даними, найменш фтористими є середньотемпературні кристалики кварц-топазових грейзенів.

2. *Типоморфізм кристалічної структури топазу* (типоструктурність) – питання для майбутніх дослідників. Особливо важливо з'ясувати: за яких умов формується полярна кристалічна структура, що спричинює аномальні піроелектричні та інші властивості кристалів.

Якщо припустити, що варіації структури топазу пов'язані з порядком-непорядком заселення F^- і OH^- своїх позицій, то можна передбачити такі варіанти: 1) висока температура кристалізації, максимальний безпорядок, ромбічна структура; 2) середня температура, проміжний стан заселення, моноклінна структура; 3) низька температура, максимальний порядок, триклінна структура. На цю залежність може накладатися дія кристалохімічних чинників, неоднакова у різних пірамідах росту, можливо дифузії, інші зміни на післякристалізаційному етапі життя кристалів.

3. *Типоморфізм морфології кристалів топазу* базується на таких даних:

• виявлено такі прості форми: $M \{110\}$, $l \{120\}$, $m \{230\}$, $g \{130\}$, $\lambda \{470\}$, $U \{160\}$, $\{410\}$, $a \{100\}$, $b \{010\}$ – у вертикальному поясі;

3. Топаз Волинського родовища

$c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $X\{023\}$, $\beta\{012\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $\sigma\{201\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$, $f\{225\}$, $\varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$ – на головках, зокрема діпіраміди $\varepsilon\{114\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$ виявлено вперше. Огранення індивідів топазу визначають три пояси $[001]$, $[100]$ і $[110]$, причому у зоні $[001]$ головними простими формами є $M\{110\}$ і $l\{120\}$, останні наявні практично на всіх кристалах, інші призми мають підпорядковане значення; важливість поясу $[100]$ визначають призми $f\{011\}$, рідше $y\{021\}$ і $X\{023\}$, та пінакоїд $s\{001\}$, інші форми менш важливі; у зоні $[110]$ виявлено п'ять діпірамід, серед яких найважливішими є $o\{111\}$ та $u\{112\}$, сюди також належить призма $M\{110\}$ і пінакоїд $s\{001\}$.

• Порівняння багатогранників волинського топазу з різних мінерально-структурних зон пегматитів показало, що кристали із заноришів, особливо значних розмірів, мають найбагатшу морфологію. На головках індивідів із заноришів головними простими формами є $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $s\{001\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $X\{023\}$. Кристали із зон вилуговування невеликі за розмірами – перші сантиметри – і їхнє огранення простіше. На головках важливою є лише призма $f\{011\}$, а діпіраміди $o\{111\}$ та $u\{112\}$, хоч і трапляються частіше, ніж у заноришах, проте мають менші розміри, пінакоїд $s\{001\}$ і призма $d\{101\}$ також невеликі. Дрібні кристали пізньої генерації із метасоматично змінених порід огранені найбідніше: на них наявна лише призма $f\{011\}$. Загалом у вертикальному поясі кристалів незалежно від мінерально-структурної зони домінують призми $M\{110\}$ та $l\{120\}$, інші форми – другорядні.

• Частота прояву простої форми практично співпадає з морфологічною важливістю граней, що враховує не лише загальну частоту прояву, а й комбінаційну стійкість і відносний розвиток граней. Винятком є діпіраміди $o\{111\}$ та $u\{112\}$: при майже однаковій частоті прояву $o\{111\}$ за рахунок більшого розвитку граней важливіша за $u\{112\}$. Простежується чітка кореляція між розмірами кристалів та їхнім ограненням. Так, на великих багатогранниках виявлено більше простих форм, частота прояву практично всіх простих форм на великих кристалах вище. Винятком є призма $f\{011\}$, що добре простежується за будь-яких умов на багатогранниках різного розміру. Для морфологічної класифікації головок

кристалів топазу були вперше застосовані математичні методи. За допомогою кластерного аналізу виділено шість морфологічних типів кристалів топазу. Оскільки дві пари типів доцільно об'єднати, а нетипові індивіди виділено окремо, пропонується п'ять типів кристалів топазу.

- Прості форми, які є морфологічно важливими за структурними підходами, повинні появлятися за будь-яких обставин і не можуть слугувати індикаторами умов утворення. За розрахунками ретикулярної густини плоских сіток, враховуючи гвинтові осі і площини сковзного відбиття, морфологічна важливість виявлених нами граней на головках топазів має такий вигляд: $f\{011\} - c\{001\} - o\{111\} - r\{121\} - u\{112\} - \tau\{131\} - i\{113\} - \chi\{123\} - d\{101\} - y\{021\} - \beta\{012\} - \varepsilon\{114\} - \gamma\{232\} - f\{225\} - h\{103\} - X\{023\} - \sigma\{201\}$.

- Найвищий рівень симетрії граней топазу у таких форм: $a\{100\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, $f\{011\}$ та призми $\{hk0\}$. Типові *PBC*-вектори найважливішого типу в структурі топазу відсутні, тому виділення істинних *F*-граней так чи інакше суб'єктивне. Найважливіший напрям у структурі топазу – $[001]$, що підтверджується добре розвиненими гранями поясу $[001]$. Загалом до істинних *F*-граней можна віднести $b\{010\}$, $c\{001\}$, $f\{011\}$ і, певною мірою, $o\{111\}$, оскільки вгадані вище пінакоїди та призма не утворюють замкнутої форми.

Отже, найважливішими формами на кристалах топазу, згідно з законом Доннея–Харкера, *PBC*-векторів та симетрії грані за І.І. Шафрановським є: $f\{011\}$, $b\{010\}$, $M\{110\}$, $l\{120\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $c\{001\}$, $y\{021\}$. Всі вони, за винятком $b\{010\}$, добре простежуються на волинських топазах.

- У процесі кристалізації зі спадом температури морфологія багатогранників топазу збіднюється. Прості форми $M\{110\}$, $l\{120\}$, $f\{011\}$ є габітусними практично на всіх кристалах. Морфологічна важливість $c\{001\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$ зменшується зі зниженням температури. Рідкісні прості форми трапляються зазвичай на кристалах топазу, утворених за високої, тобто понад $400\text{ }^\circ\text{C}$, температури.

Отже, в ряду морфологічних типів – ільменський, адун-чілонський, волинський (кристали з найбіднішою огранкою) – спостерігається чітка закономірність: зі зниженням температури крист-

талізації і збільшенням ступеня пересичення середовища кристалізації число простих форм на багатогранниках зменшується від 19 до 3. Переломними моментами в еволюційному ряду форм були такі: зникнення пінакоїду $\{001\}$ і заміна нахилених на головці простих форм на $\{011\}$.

- Багатоогранені великі кристали утворилися в умовах слабого пересичення, росли повільно за більш-менш сталих *РТС*-параметрів. Це, зокрема, підтверджується результатами дослідження сингенетичних включень в топазі протолітійніту-3Т, який ріс за спіральним механізмом і характеризується майже ідеально впорядкованою кристалічною структурою. Ці особливості протолітійніту-3Т змогли зреалізуватися лише в середовищі з вище зазначеними *РТС*-параметрами.

- Поява на багатогранниках топазу форм розчинення – типоморфна ознака втрати ними стійкості у нових гідротермальних умовах і початок хімічної руйнації.

4. *Типоморфізм фізичних властивостей топазу* знаходиться на пошуковій стадії, оскільки остаточно не з'ясована фізична природа всіх центрів забарвлення і люмінесценції кристалів і їхній зв'язок з умовами кристалізації й дисиметризацією кристалів топазу.

5. *Типоморфізм включень топазу* – найкраще напрацьована тема, незалежна від інших типоморфних ознак. Вони є чи не найоб'єктивнішими індикаторами *РТС*-умов середовища мінералоутворення.

З праць М.П. Єрмакова дізнаємося, що систематичне дослідження включень у топазі започатковано ним же у 1941 р. Орієнтовно через 10 років в атласі «Мікрофотографії включень мінералоутворювального середовища» (Н.П. Єрмаков, 1949, 1950) з 88 наведених у ньому фото 33 присвячено топазу. Отже, приблизно 70 років тому назад М.П. Єрмаков дав відповідь на питання, завдяки дослідженню «Ходу гомогенізації включень в топазі», які стосуються температури кристалізації топазу та агрегатного стану середовища мінералоутворення, в якому ріс топаз. Такий був початок дослідження типоморфних ознак включень у топазі. Далі запрацювала потужна термобарогеохімічна школа (Г.Г. Леммлейн, Ю.О. Долгов, В.А. Калюжний, Д.К. Возняк, І.Т. Бакуменко, І.М. Наумко та ін.), представниками якої розширено та поглибле-

3.1. Геологія і розподіл топазу в камерних пегматитах Волині

но положення про те, що включення в топазі — джерело об'єктивної, ємної, а в багатьох випадках і найточнішої інформації про фізико-хімічні умови середовища мінералоутворення. Основне типоморфне значення включень у топазі — флюїдних і твердих — наведено у підрозділі 3.5 і пункті 3.7.1, тому немає сенсу його повторювати. Натомість наведемо маловідому, але промовисту цитату французького дослідника включень Г. Дейша (цит. за: Г.С. Франтов, 1982): *«Так само, як жива клітина приховує основні таємниці тваринного та рослинного царства, можна сказати, що включення складає елементарну сутність мінерального царства. Роль цієї зменшеної моделі полягає в демонстрації того, що кристалічні мінерали повинні розглядатися у співвідношенні з рухомими середовищами, які їх народили. Видається винятково важливим сконцентрувати на цих об'єктах такі ж засоби дослідження, якими послуговується сучасна цитологія».*

4. ТОПАЗ У МУЗЕЯХ СВІТУ ТА УКРАЇНИ. ІМЕННІ КРИСТАЛИ ТОПАЗУ

Історія музеїв, у тому числі з топазами, сягає сивої давнини. За даними археологів, ще у XVI ст. до н. е. у Палаці правителів на острові Крит знаходилися зібрання різних предметів природного походження і діяльності людей. На перших порах, коли ці зібрання ще не називалися музеями й існували здебільшого у домівках багатіїв, вони відігравали скромну роль у розвитку просвітництва, оскільки бачила їх мала кількість людей. З плином часу освічені й патріотично налаштовані громадяни сприяли концентрації художніх й історичних цінностей, виробів з каміння, нерідко з топазами. Останні, наприклад у часи Київської Русі, колекціонували здебільшого у сховищах храмів і монастирів, насамперед Києво-Печерської лаври. 1969 р. у Києві на території Києво-Печерського державного історико-культурного заповідника відкрито Музей історичних коштовностей України, де зібрано унікальні скарби українського народу – від VI ст. до н. е. до XIX ст. н. е. Серед них багато високохудожніх виробів із різних металів, прикрашених діамантами, смарагдами, топазами тощо. Тут зберігається і чудовий ювелірної якості кристал топазу жовтого кольору.

Перший власне музей, ймовірно, виник наприкінці XV ст., коли у Флоренції було виділено спеціальний будинок, у якому Лаврентій Медичі розташував багату колекцію переважно художніх творів. Орієнтовно у цей же час у Західній Європі створюються кунсткамери, в яких систематично, поряд з іншими раритетами, колекціонувалися предмети природного походження – копалини, тобто мінерали, руди, породи, скам'янілості. Паралельно зростає інтерес людей до кольорового каміння, спонуканий передусім широким упровадженням у практику нового методу огранення кристалів. Відтак, народилися принципово нові експонати музеїв – штучно огранені й добре відполіровані кристали. Згодом із кунсткамер і незалежно від них формувалися природознавчі музеї.

Більшість великих музеїв з мінералами, які зазвичай нині називаються національними або музеями натуральної історії, і власне мінералогічні (геологічні) музеї виникли у XVIII–XX ст.

Майже у всіх музеях світу, де є мінералогічні колекції, топазові експонати представлені природними кристалами або їхніми зростками, видобутими з надр землі, тобто такими, як вони виростили у природі, і обробленими – штучно ограненими, інколи опроміненими й штучно забарвленими екземплярами. Рідкісними у музеях є топази, синтезовані в лабораторіях.

До середини XX ст. найбільшим вважався кристал топазу вагою 62 кг з Норвегії (родовище Сетередань), який нині експонується у Британському музеї натуральної історії в Лондоні (<http://yuvvelir.dovionuk.info/index.php/kamny/266-topaz>). Невдовзі всі рекорди «побили» знахідки топазів у Південній Америці, зокрема, кристали, видобуті в Бразилії, переважно в родовищах штату Мінас Жерайс. Один із них, найбільший у світі, кристал «Капітан» вагою 271 кг виставлений в Американському музеї натуральної історії (Нью-Йорк, США). Його знайдено в родовищі Фазенда-ду-Фуніл біля міста Санта-Марія-ду-Ітабіра (рис. 1, Додаток 1) разом з ще двома індивідами – Ліндсей вагою 31,75 кг та Фрімен вагою 50,35 кг (рис. 2, Додаток 1), які менші за розмірами, але досконаліші за станом збереженості та прозорістю (http://www.goldensign.ru/files/images/articles/topaz_4.jpg). У цьому ж Музеї експонується третій за розміром у світі штучно огранений топаз «Американський золотий топаз» (рис. 3, Додаток 1), який у 1988 р. було подаровано Смітсонівському інституту (Вашингтон). Ювеліру Ліону Анже знадобилося два роки, щоб перетворити 11,8 кг сировини в «бриліант» – унікальний колекційний виріб з численними штучними гранями й масою 22 892,5 карат (рис. 3, Додаток 1) (<https://forums.internetstones.cjm/index.php/Attachment/190-22-892-5-carat-american-golden-topaz-jpg>). Заслуговує на увагу у визначеному музеї ще один кристал топазу ювелірної якості з фрагментом опроміненим електронами (рис. 4, Додаток 1).

У Музеї натуральної історії, у Флоренції, у секції мінералогії й літології є жовтий кристал топазу вагою 151 кг з Бразилії (рис. 5, Додаток 1) (<https://ru.pinterest.cjm/pin/51650726952306874/>). Це

другий за розміром музейний кристал топазу в світі й найбільший коштовний камінь Європи.

Вражає якістю та розмірами (43 × 41 × 40 см) 117-кілограмовий кристал топазу ясно-жовтого забарвлення з блискучими гранями, який 1976 р. з Бразилії прибув до Відня – Музею натуральної історії (рис. 6, Додаток 1) (<http://www.osipov.org.ru/2013/07/06/austria-chast-9-muzey-estestvoznaniya/>). Вважається, що це найбільший природний кристал топазу ювелірної якості.

Михайло Вайс вважає (Michael A. Wise «Rocks and Minerals», vol. 70, iss. 1, 1955, p. 16–25), що серед оброблених кристалів найбільшим у світі є огранений топаз вагою 36 853 карата, який зберігається в Бразилії під назвою Шампейн Топаз.

Другий за вагою штучно огранений кристал топазу отримав назву Ель-Дорадо. До огранення він важив 37 кг, після – втратив 80 % маси і заважив 31 000 карат (рис. 7, Додаток 1). Первісно мінерал видобуто у 1984 р. в одному з родовищ Бразилії (штат Мінас Жерайс) (<http://www.internetstones.com/el-dorado-topaz-programma-royal-collections.html>). Він зберігається в Мадриді (Іспанія), де є частиною спеціальної виставки «Колекція коштовного каміння програми королівських колекцій (Programma Royal Collections Group)» (<http://www.geologyin.com/2015/11/the-largest-faceted-gemstones-in-world.html>).

Соціальне й естетичне призначення штучно ограненого блакитного кристала топазу яскраво проілюструвало маленьке курортне містечко на південному узбережжі Іспанії – Марбелья (провінція Андалузія, де народився андалузит). Воно придбало у 2001 р., ймовірно, найбільший вище означений виріб (рис. 8, Додаток 1), виставило його у місцевому музеї й примножило число туристів. Вага мінералу – 8225 карат (1,65 кг) (<http://pro-kamni.ru/wp-content/uploads/2011/06/Goluboy-topaz-Marbella-Ves-8225-karat.jpg>).

Невеликі, але кристалографічно досконалі індивіди та зростки топазу, насамперед жовті індивіди з відпрацьованого німецького родовища Шнекенштейн, розмаїто представлені в колекціях Фрейберзької гірничої академії (Німеччина) – першого в Європі гірничого вишу. Чимало кристалів топазу з різних родовищ, здебільшого невеликого розміру, можна побачити у національних

та інших музеях Праги, Варшави, Кракова, Вроцлава, Братислави, Будапешту, Белграду, Кошиці...

Славляться кристалами топазу також великі міста, насамперед столиці колишнього Радянського Союзу. У Москві, наприклад, зберігаються два гігантські кристали топазу. Один із них, вагою близько 50 кг, потрапив з Волинського родовища (Україна) до Мінералогічного музею імені О.Є. Ферсмана, де і експонується з 1964 р. (рис. 9, Додаток 1). Попутно зауважимо, що поширена в Інтернеті чутка про істотно більшу вагу (110 кг) цього кристала спростована (<http://www.jewellery.org.ua/foto08/m-tipazl.jpg>, http://geo.web.ru/druza/a/gr_140530_DSC9278_Yurg.JPG).

Гігантський паралельний зросток кристалів топазу з Волині вагою приблизно 68 кг (точніше 67,2 кг) експонується з 1952 р. у Музеї землезнавства Московського державного університету імені М.В. Ломоносова (<http://www.museumston.com.ua/sal.htm>) (рис. 10, Додаток 1). У цьому, як і в попередньому музеї, а також у Державному геологічному музеї імені В.І. Вернадського РАН (Москва) виставлено чимало цікавих зразків топазу меншого розміру з різних місць світу, передусім родовищ України та Росії.

Вельми привабливим з погляду топазової колекції є Гірничий музей Санкт-Петербурзького гірничого інституту: «Вызывают восхищение топазы из месторождений России. Среди них выделяется размерами (10,5 кг) золотистый кристалл из Забайкалья, переданный Александром II (1860 г). В коллекции — голубые топазы с морионом и альбитом из классических пегматитовых месторождений уральской Мурзинки и дивной красоты голубые и дымчатый топазы Волыни.» (з книги «Горный музей». — СПб, 2008, с. 17). До цього додамо стислі відомості про ще два унікальні експонати: 1) кристал топазу «Ростов Великий» розміром $37 \times 35 \times 27,5$ см і вагою 68 кг зі скелетними включеннями флюориту та альбіту, які відтворюють образ стародавнього міста (<http://горныйуниверситет.рф/mineral/281>); 2) паралельний зросток двох кристалів поліхромного топазу вагою близько 11 кг ювелірної якості (<http://spm1.tu/museum>).

Розмаїті кристали топазу та вироби з них широко представлені також в інших музеях Санкт-Петербурга — Мінералогічному музеї Санкт-Петербурзького державного університету, Центральному

науково-дослідному музеї імені Ф.Н. Чернишова, Державному Ермітажі. Серед них, з погляду топазу, чи не найцікавішим є університетський Мінералогічний музей: «Гордость нашего музея составляет коллекция топаза с Урала, Вольни, Забайкалья, Казахстана, Таджикистана... Но самый эффектный образец в этой витрине – спайный выколоч ювелирного кристалла топаза с ромбическим сечением и матированными гранями призм, приобретенный в Володарск-Волынске на Украине» (Г.Ф. Анастасенко, В.Г. Кривовичев. В залах Минералогического музея Санкт-Петербургского Государственного университета. – СПб, 2011. – 256 с.).

У м. Софія (Болгарія) є надзвичайно цікавий музей «Земля і люди», де є не лише мінерали, породи й руди, але й матеріали, виготовлені з них. Відомий мінералог і директор музею Михайло Малєєв, супроводжуючи його залами одного з авторів цієї книги та Д.К. Возняка, раптом зупинився і вигукнув: «А це наш раритет!» вказавши на вітрину, де був виставлений вельми привабливий з мінералогічного боку безбарвний волинський топаз вагою приблизно 11 кг, одягнений частково у «сорочку» з дрібних інших мінералів.

В Україні є багато музеїв і експозицій, де представлені зразки топазу і вироби з них. Найцікавішими й найвідомішими серед них є:

1. Музей коштовного та декоративного каміння (смт Володарськ-Волинський Житомирської обл., нині смт Хорошів);
2. Національний науково-природничий музей НАН України (м. Київ);
3. Мінералогічний музей імені академіка Євгена Лазаренка Львівського національного університету імені Івана Франка;
4. Геологічний музей Київського національного університету імені Тараса Шевченка;
5. Приватний Мінералогічний музей Станіслава Довгого (м. Київ);
6. Мінералогічний музей Криворізького національного університету;
7. Мінералогічний музей Одеського національного університету імені Іллі Мечнікова;
8. Музей Національного гірничого університету (м. Дніпро);
9. Мінералогічний музей Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України (м. Київ);

10. Музей Харківського національного університету імені Василя Каразіна;

11. Музей «Державні скарби» при Національному баку України (м. Київ).

Топазовою скарбницею України є Музей коштовного та декоративного каміння (рис. 11–34, Додаток 1). Зрозуміло, що Музей був би істотно багатшим, якщо б не грабувалася створена при гірничорудному підприємстві мінералогічна колекція – попередниця Музею, яка в радянську добу не мала музейного статусу, оскільки він свідомо гальмувався. Зокрема, з різних причин зникли багатокілограмові кристали топазу. Нині в Музеї найбільшим є голубий кристал топазу, що важить 28,52 кг і має розмір $32 \times 27 \times 23$ см. Сильне враження на відвідувачів Музею, особливо науковців і знатоків каміння, справляють унікальні іменні кристали топазу, видобуті в різний час на Волинському родовищі (Додаток 1).

Топаз «Академік Ферсман» ($14 \times 8 \times 8$ см; 2,107 кг) – плоскопаралельний уламок кристала-гіганта, забарвлений здебільшого в інтенсивний блакитний колір, містить чимало рідкісних у мінеральному царстві скелетних різновеликих включень білого флюориту, перпендикулярно до [001] має ромбічну форму, прозорий, невелика частка об'єму рожево-коричнева. Видно лише фрагменти первісних призм вертикального поясу. Їхні грані здебільшого матові та ускладнені вертикальною штрихуватістю, прямокутними фігурами розчинення. Скелетні включення флюориту досить рівномірно розташовані в тілі кристала, внаслідок чого його анатомія набула неабиякого вигляду. Зразок колекційний, унікальний (Додаток 1).

Топаз «Джерельце» ($15 \times 14 \times 10$ см; 3,607 кг) – майже безбарвний кристал, нагадує кристально чисту джерельну воду. Він має досить досконалу кристалографічну форму, яка відповідає ільменському морфологічному типу, ідеальну прозорість і фантастичну чистоту. Індивід огранений слабо розвиненим пінакоїдом {001} (його друга нижня грань збита і замість неї є дзеркально гладка спайна поверхня, завдяки якій можна спостерігати внутрішню будову кристала) і призмами на голові та у вертикальному поясі, характерними для представників ільменського типу. Експерти оцінили топаз «Джерельце» як ювелірний топаз другого га-

тунку і водночас як унікальний колекційний мінерал (Додаток 1).

Топаз «Золоте Полісся» ($17 \times 10,5 \times 11$ см; 5,390 кг) – двоколірний кристал короткопризматичного габітусу, який у поперечному розрізі має, внаслідок прояву інтенсивного розчинення ребер, овальну форму. Індивід прозорий і характеризується секторіальним розподілом забарвлення – ясно-блакитного у вигляді смуги всередині кристала та рожево-коричневого на периферії. Одна грань пінакоїду $\{001\}$ відбита і замість неї є гладка спайна поверхня (саме завдяки їй добре видно секторіальну анатомію), інша – сильно змінена розчиненням, тобто скульптурована розмаїтими фігурами розчинення. Практично ніяких природних плоских кристалографічних форм на кристалі не збереглося (Додаток 1).

Топаз «Казка» ($15 \times 9,5 \times 9$ см; 2,814 кг) – спайний уламок з великого кристала, має досить інтенсивне забарвлення і дуже цікаві зонально розташовані в одній половині кристала, здебільшого скелетні (конусоподібні) включення білого флюориту. Частина об'єму кристала, відповідно до співвідношення пірамід росту, забарвлена в ясно-коричневий колір. Фрагменти граней призм, що збереглися, досить інтенсивно розчинені, а ребра між ними практично зникли. Перпендикулярно до $[001]$ кристал обмежений дзеркально гладкими спайними площинами, через які видно посправжньому казково-феєричну внутрішню будову кристала. Зразок колекційний, унікальний (див. Додаток 1).

У широкому контексті мусимо зазначити, що колекція топазів Волинського родовища, репрезентована у Музеї коштовного та декоративного каміння, надзвичайно розмаїта за включеннями, розміром, габітусом, обрисом, анатомією, забарвленням і декоративністю її кристалів (І.С. Васишин та ін., 2001) (Додаток 1). За числом і масою кристалів наукової якості Музей посідає, на нашу думку, перше місце в Європі. З морфолого-генетичного боку (див. розділ 3) привертають увагу добре огранені, часто змінені пізнішими процесами відносно великі індивіди ільменського, адун-чілонського та проміжного типу, різні зростки – випадкові, паралельні, друзи, а також зразки з різним ступенем розчинення граней, ребер і вершин. Такий Музей, де зосереджено величезний асортимент каміння, вартий більшої уваги та популяризації, як з

4. Топаз у музеях світу та України. Іменні кристали топазу

боку науковців, так і влади та широкої громадськості. Передусім виникає доцільність видання великим накладом докладного різномовного путівника Музею коштовного та декоративного каменю.

Інші кам'яні музеї України, названі вище, теж цікаві з погляду їхніх колекцій топазу. Ймовірно, найбільше зразків топазу (більше як півтори сотні) зосереджено у Мінералогічному музеї Станіслава Довгого. Серед них є і унікальні експонати. Наприклад, штуф поліхромного топазу в асоціації з мікрокліном і моріоном, звичайні колекційні зразки та оброблені кристали. Солідне враження, насамперед на фахівців, справляють колекції мінералів, у тому числі й топазів, експоновані в Мінералогічному музеї Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України.

Цікаву колекцію топазів має також Національний науково-природничий музей (103 зразки з 14 родовищ світу, найбільший з яких важить 20 кг), музей Харківського національного університету (133 зразки з 15 родовищ), Геологічний музей Київського національного університету імені Тараса Шевченка (приблизно 40 зразків, найбільший з яких важить ~ 40 кг). Цікаві топазові експонати зберігаються у музеї «Державні скарби». В його структурі є відділ «Коштовне каміння», де, зокрема, зберігаються вищого гатунку природні кристали топазу, штучно огранені колекційні кристали, інталія «Портрет Т.Г. Шевченка» вагою 745 карат.

Взагалі-то у світі, як видно навіть з нашого неповного узагальнення, нагромаджено, насамперед з пегматитових родовищ, чимало тисяч розмаїтих кристалів топазу. Серед них на видноті знаходяться волинські кристали, які експоновані практично у всіх значущих музеях світу, насамперед Європи. Чому? Тому що вони наділені особливими, до певної міри унікальними якостями – поліхромністю, супроводжуваною секторіальним розподілом забарвлення, і мінеральними й іншими включеннями, які у поєднанні з прозорістю «створили» фантастично-неповторні образи неймовірної краси та казковості, водночас несучи в собі колосальний обсяг генетичної (типоморфної) пам'яті. Все це, ймовірно, мав на увазі професор Б.О. Гаврусевич, який стисло й промовисто підсумував: *«За своєю красою волинські топази не мають собі рівних».*

5. ТОПАЗ В ІСТОРІЇ НАРОДІВ

Найдавніше знайомство людей з топазом, ймовірно, засвідчили археологи (Н.И. Корнилов, Ю.П. Солодова, 1983). На Уралі в районі Угалінських озер в одній з найдревніших стоянок первісної людини («Малые Угалы II») виявлено вироби з хрустала й топазу – нуклеуси (тонкі вузькі пластинки у вигляді леза). Передбачається, що їх використовували у господарстві, ритуальних обрядах і, можливо, як прикраси.

Найдавніший виріб з топазом, знайдений в Україні, датований першим сторіччям нашої ери. Це золоте намисто довжиною 31 см, яке складається із ланцюжка, кулона у вигляді чотирипроменевої пластини з вставками із гранату, сердоліку, скла та п'яти з'єднаних між собою золотих ланок із закріпленими у кастах кабошонами жовтого топазу, гранату і скла. Намисто зберігається у колекції Платар – колекції предметів старовини родин Платонових і Тарут.

Топаз віддавна привертав увагу людей, але, як зауважив поет каменю О.Є. Ферсман (1954, 1961), по-різному – Пліній Старший на передній план висував красу природного каменю («У кожному камені, як в краплині води, віддзеркалена вся велич природи»), а в Китаї вважалося, що камінь стає прекрасним лише після його обробки, тобто після злиття краси каменю з майстерністю.

Всеохопної історії топазу, хоча б такої як історія золота чи історія діаманту, ще немає. Фактів і фрагментів цієї історії нагромаджено чимало, але вони належним чином органічно ще не вплетені в загальну історію науки та культури. Не вирішуємо цю проблему і ми. Наше завдання набагато скромніше – підсилити роль топазу в історії матеріальної та духовної культури, роль твердого, міцного, красивого й лікувального каменя як носія відомостей про давні та сучасні традиції та рівень розвитку суспільства у минулі часи.

Після кам'яного віку роль головних чинників розвитку суспільства випала на долю окремих елементів каміння (мінералів) –

металів. Звідси мідний, бронзовий, залізний вік, вік атомної енергії... Але ми не знаємо віків, прив'язаних до конкретного каміння (мінералу), тобто не маємо жодного прикладу переважного (панівного) впливу того чи іншого мінералу на появу і розвиток певної історичної епохи. Навіть широко відомі й суперпопулярні мінерали (діамант, кварц, смарагд, рубін тощо) не мають названих їхніми іменами віків (епох). Немає й топазової епохи. Водночас кожна цивілізація має свій набір коштовного каміння, мінералів і порід, свої символи влади, багатства, зв'язки з божественними силами.

Повертаємося до топазу, який з давніх давен дивував людей своєю особливою внутрішньою грою світла, яскравим блиском і розмаїтим забарвленням, небесною блакиттю, сонячними ефектами і золотими тонами, казковою прозорістю. Остання призвела до прикрої помилки. Так, португальські королі багато років гордилися крупним чистої води діамантом «Браганза» масою 1680 карат, вмонтованим у португальську корону. Виявилось, що це не діамант, а безбарвний топаз.

Топаз, у зв'язку з його забарвленням, стали порівнювати з квітами, йому приписували магічну силу. В Асирії, Вавілоні й Єгипті топаз був символом одного із знаків Зодіака – Скорпіона. Вважалося, що люди, які носять топаз, стають чеснішими, добрішими, поряднішими. Моряки свято вірили, що топаз утихомирює бурі на морі. Тому не дивно, що топаз був джерелом містичних вірувань.

У біблійній книзі *«Одкровення святого Іоанна Богослова»* описано велике місто – цілковито з золота та коштовного каміння: *«Основи стіни міста прикрашені коштовним камінням: основа перша яспіс, друга сафір, третя халкідон, четверта смарагд, п'ята сардонікс, шоста сердолік, сьома хризоліт, восьма віріл, дев'ята топаз, десята хризопраз, одинадцятий гіацинт, дванадцятий аметист»*. Перелічені тут 12 коштовних каменів напрошуються на паралель з 12 апостолами, 12 місяцями року. Незалежно від нашого передбачення, з перемогою християнства над язичництвом, церква розширила сферу використання коштовного каміння, до якого потрапив і топаз.

У V ст. до н. е. в Елладі з роками зростає популярність коштовного каміння. Топаз стає одним із улюблених каменів в античному

світі. Його цінили не лише за декоративні якості, але й вірили в його лікувальні властивості. Знання про каміння надходили від відомого своїм трактатом **«Про каміння»** учня Аристотеля Теофраста, від Діодора, Діонісія Парієгета, Платона та ін. Певне значення могли мати *«Платонові тіла»*: *«З чистої землі утворюється каміння – красиве і прозоре, якщо воно формується з однакових частин, менш красиве, коли воно наділено протилежними властивостями»*.

Роль топазу та інших каменебарвних мінералів особливо зростала при Олександрі Македонському і його спадкоємцях. Торгові каравани зі всіх кінців могутньої імперії звозили коштовне каміння. Значущість останнього у художній формі висвітлив І. Єфремов у повісті *«На краю Ойкумени»* і в романі *«Таїс Афінська»*.

Минув час і Еллада втратила свої позиції. На перший план вийшла Римська імперія. Про науку в Римі ми знаємо переважно завдяки Плінію Старшому – автору знаменитої 37-томної **«Природної історії»**. Пліній Старший народився у 23 році у Комуме (нині Комо). Написав чимало книг про військові баталії, римських імператорів, але вони не збереглися, зато дійшла до наших днів *«Природна історія»* – енциклопедія про природничі науки античного світу. У 79 році Пліній командував флотом і спостерігав виверження Везувію, у кратері якого раніше рятувався Спартак з друзями. Пліній як вчений придивлявся до дій вулкану, наблизився на небезпечну відстань і загинув як справжній дослідник.

У **«Природній історії»**, поряд із достовірними фактами і описами, є чимало фантазій, вигадок і помилок. Одна з них стосується топазу. Пліній писав (текст Плінія у перекладі В.М. Севергіна, 1819): *«Топаз понині в отличной состоит славе по особенному роду своей зелени, и когда был открыт, то предпочтен был всем драгоценным камням. Открытие сие случилось на острове Аравии, называемом Хитис, в коем жили троглодитские разбойники ... Юба рассказывает, что на Черном море, расстоянием на один день плавания от матерой земли, находится остров Топазон, туманами окутанный и оттого ради плавателями часто искомый, отчего оный и название получил; ибо топазитъ на троглодитском языке значитъ искать»*.

Через багато століть учені-мінералоги ґрунтовно дослідили «топаз» Плінія. Він виявився хризолітом, який симетрійно, струк-

турно та за набором простих форм тотожний топазу у сучасному розумінні. Саме через цю подібність в античні часи топаз нерідко називали хризолітом, а хризоліт топазом.

Середньовіччя не уславило помітним розвитком каменбарвної культури, панували містика і алхімія. Призабутий був і топаз. Приємним винятком є захопливі й цікаві описи топазу й іншого коштовного каміння видатного письменника французького Відродження Франсуа Рабле (1494 (?)—1563), наведені у вельми популярному романі «Гаргантюа і Пантагрюель».

Середньовічна містика змінилася епохою перемог точного знання, камінь знову входить у життя різних народів, а топаз як мінерал здобуває повні права громадянства у мінеральному царстві.

Магія топазу народжувала нові моди, забобони та області використання. Наприклад, усім народженим у листопаді рекомендовано носити у перстні топаз, який буде приносити здоров'я й багатство. Підсилив перстневу моду Омар Хайям (цит. за: С. Ахметов, 1989): *«Кожна прикраса, яку мають люди, може бути, а може і не бути, крім перстня. Ніколи не слід бути без нього»*. Відомо, що в мусульманському світі прославилися татарські майстри, які з глибоким знанням ювелірної справи вставляли в перстні три чудові коштовні мінерали — топаз, аквамарин, сердолік.

Спробуємо дещо заглибитися у щойно зачеплену тему — ювелірні вироби з топазом, якими опікується ювелірне мистецтво, що в широкому контексті охоплює виготовлення прикрас, предметів побуту та культу.

Ймовірно, в далекі часи топаз, здебільшого у природному вигляді, виконував функцію амулета (талісмана), інколи використовувався як прикраса. Згодом його оброблені кристали ставали частиною парадних костюмів, церковного вбрання, виробів культового призначення. Поряд із іншим коштовним камінням, топаз стверджується як символ віри, багатства, влади, згодом (ближче до нашого часу) — у деяких мінеральних об'єктах визнається як *«класичний мінерал»* (Russian ..., 2011). В Україні топаз запропоновано визнати символом її мінерального царства.

Старі майстри зазвичай не були знайомі з огранювальною справою (перші огранювальні майстерні, ймовірно, виникли ще у Ста-

родавньому Єгипті, але поширювалися їхні знання повільно і обмежено), натомість досконало полірували поверхні кристалів і надавали їм округлої форми. Нині такий виріб називається кабошоном.

Високу майстерність різки, шліфування й полірування твердого топазу демонстрували кам'яних справ майстри ще у Стародавньому Китаї. Наприклад, у музеях Китаю можна знайти досконало відполіровані лінзи топазу, вмонтовані в окуляри.

Аль-Біруні в «**Книзі зведень для пізнання коштовностей**» (книга написана 1048 р., видана в 1937 р. в Індії, а в 1963 р. опублікована російською мовою АН СРСР) повідомляє, що в X ст. Гізела – донька короля франків Карла III – красувалася на високих прийомах у розкішному наряді. Він складався з великої нагрудної прикраси, в якій тонкі золоті ланцюжки зв'язували в єдину композицію римські геми та камеї, перлини, ізумруди та аквамарини, а на шії виблискувало топазове намисто (рис. 1, Додаток 2; <http://auction.catawiki.com/kavels/41939-jewellery-der-mainzer-goldschmuck-der-raiserin-gisela-by-otto-von-falke>). Наряд Гізели здобув світове визнання і зберігався в Берліні. На жаль, під час Другої світової війни він зник.

Чудовою ювелірною пам'яткою Древньої Русі є барми (рис. 2, Додаток 2), у яких кабошони з топазів у кожному медальйоні гармонійно доповнюють кольорову палітру синьо-фіолетових кольорів сапфіру, аметисту, гранатів. Всі кабошони вмонтовані у розкішні касти з ажурним обрамленням і піднесені на струнких стовпчиках, завдяки чому посилюється взаємодія топазу зі світлом.

У наступному ювелірному шедеврї – окладі Євангелії (рис. 3, Додаток 2), який було виготовлено за наказом Івана Грозного для Благовіщенського собору Московського Кремля, – надзвичайно вдало за кольором поєднується золоте тло, на якому зображено постаті чотирьох Євангелістів і композицію «*Сходження до аду*», з золотистими топазами, темно-вишневими турмалінами, синіми сапфірами, з їхньою неперевершеною округлістю і злагодженістю, узгодженою з формою медальйонів і орнаментальною композицією в цілому.

Полюбляли чи не найбільше прикрашатися коштовним камінням, у тому числі й топазами, російські царі й інші високі особи.

Зберігся опис царської корони Ірини Годунової (XVII ст.), в якій серед різного коштовного каміння виблискували великі топази. Інколи прикраси і вбрання з ними важили понад всяку міру. Наприклад, Потьомкін на свята у Таврійському палаці приносив капелюх, так «нашпандорений» бриліантами, що через їхню велику вагу його неможливо було носити на голові.

Єпископ Арсеній Еласонський, який побував у січні 1598 р. у Золотій палаті Кремля, писав (цит. за: А.Е. Ферсман, 1954): *«На царицю неможливо було дивитися без здивування, її царський наряд був розкішний і прекрасний. На голові – шикарна корона ..., розділена на 12 однакових везок, за числом 12 апостолів. На короні численні карбункули, діаманти, топази, перлини, а по кругу інкрустована великими аметистами та сапфірами»*. Далі єпископ додає, що невеликої частки цих розкошів було би достатньо для прикрашання десятка государів.

Ікони давніших часів неодмінно прикрашали кабошонами із коштовного каміння. На вміщеному тут зображенні вінця Богородиці з ікони «Смоленська Божа Мати» (рис. 4, Додаток 2) жовті топази гармонійно контрастують із червоними рубінами та зеленими смарагдами.

У Національному музеї Мачадо де Кастро (*Museu Nacional Machado de Castro*, Іспанія) експонується золоте кільце XIV ст., яке ілюструє високу досконалість виготовлення кабошонів топазу, рубіну, до яких вдало приєднана перлина (рис. 5, Додаток 2). Кільце належало королеві Ізабель Арагонській (<http://www.pinterest.com/pin/90423904995578759/>).

Чи не найкращі ювелірні речі, появі яких сприяла принципово нова гранильна техніка, творили майстри XVIII ст. Саме тоді неймовірно зросла мода на коштовне каміння і водночас розвинулось усвідомлення, глибоке розуміння його естетичної цінності. Тоді використовували переважно огранене каміння, хоча не забували й кабошони. Яскравий приклад – поліхромні, як жива природа, кам'яні букети (рис. 6, Додаток 2), де топаз використовували для зображення різних квітів. Такі букети дами любили припасовувати до корсажів парадних суконь. Згадаємо ще одну подібну прикрасу – букет австрійської імператриці Марії-Терези, який збері-

гається у Віденському історичному музеї. Цей шедевр змайстрував Михаель Гроссер в 1760 р. з 1500 огранених мінералів – гранату, аметисту, смарагду, топазу, турмаліну, опалу, лазуриту, яшми, нефриту і діаманту. Висота цього каменебарвного букету 32 см, ширина – 22 см (Г. Банк, 1979).

У XVIII–XIX ст. модними були і дещо незвичайні ювелірні вироби – табакерки, покришки яких являють собою мініатюрні колекції коштовного каміння (рис. 7, Додаток 2) – топазу, діамантів, аметистів, яшми, смарагдів, рубінів, хризопразів, опалів, нефриту, сапфірів тощо.

Зачепила топаз і політична тема. Так, давній іспанський орден «Золоте руно» (виготовлений всередині XIX ст.) прикрашений, поряд з бриліантами, ще й ограненими кристалами бразильських топазів (рис. 8, Додаток 2). Нині орден зберігається в Алмазному фонді (Москва, Росія).

У XIX ст. знизився темп розвитку прикладного мистецтва, насамперед у Росії, в тому числі – художній рівень творів із коштовним камінням. Нові твори цього століття здебільшого позбавлені справжньої, властивої XVIII ст., гармонії (М.В. Мартынова, 1973).

О.Є. Ферсман (1954, 1961) серед визначальних ознак коштовного каменю особливого значення надавав його забарвленню. У першому томі «**Очерки по истории камня**» (1954) він вміщує кольорове фото 25 огранених прозорих кристалів під назвою «*Самоцветы*», яким ілюструє характерне забарвлення коштовного каміння. Серед останнього є два топази. В описовій частині кольорів академік наводить список каміння, диференційованого за забарвленням, яке відповідає промисловій систематиці: топаз тут знаходиться, поряд з іншим камінням, як своєрідний еталон семи кольорів – білого, фіолетового, ніжно-блакитного, кольору морської хвилі, винно-жовтого, рожево-червоного, жовтувато-бурого.

Таке багатобарв'я топазу привертало увагу творчих людей, які намагалися віднайти зв'язок між його природою, духовним і матеріальним життям, напрацьовували різне призначення каменя: як талісман – вираз містичного ставлення до топазу; як печатка – вираз поняття про власність; як прикраса – вираз закладеної в людині любові до краси та гармонії; як амулет – оберіг тощо.

В Індії рожевий топаз символізує надію, золотистий – дружбу та допомогу. Європейці полюбляють золотистий топаз – символ повноти щастя. У США блакитний топаз є офіційною емблемою Техасу. Церква вважає топаз каменем Святого Іакова Молодшого. Жовтий топаз на чоловічій руці символізував таємницю і мовчазну любов, на жіночій – вказував на великодушність і шляхетність. Блакитний топаз з Уралу (копальня Мокруша) визнано символом Росії (*Russian ...*, 2011).

Топаз як талісман стимулює кмітливість, за що його люблять філософи, дарує мудрість і поміркованість, здатний навести на цікаву думку, покращує сімейне життя, сприяє розвитку об'єктивності, лібералізму, допомагає здобути прихильність сильних цього світу, розвиває здібність передбачувати дії ворога і тому рекомендований військовим начальникам. Існують різні підходи щодо вибору ювелірних каменів-талісманів, до переліку яких постійно входить топаз (В.Н. Дав, 1988; В.П. Усенко, 1998 тощо).

О.Є. Ферсман, працюючи над своїм чи не найпопулярнішим у нашій країні мінералого-гемологічним двотомним твором «**Очерки по истории камня**» (А.Е. Ферсман, 1954, 1961), мав намір включити до нього розділ «Каміння і забобони», підбирав для нього матеріал, але смерть завадила йому висвітлити цю суперечливу тему. Дуже незначний матеріал О.Є. Ферсмана з цього приводу опублікував у 1967 р. журнал «*Наука и жизнь*». Розвиток і популярність отримав складений вченим первісно скромний словник каміння-талісманів: «У різні віки та у різних народів найчастіше каміннями-талісманами вважалися для тих, хто народився у

*січні – гранат,
лютому – аметист,
березні – яшма,
квітні – сапфір,
травні – агат і смарагд,
червні – смарагд і агат,
липні – онікс,
серпні – сердолік,
вересні – хризоліт,
жовтні – берил і аквамарин,*

*листопаді – топаз,
грудні – рубін».*

У стародавніх трактатах можна знайти й інший календарний розподіл каміння, що обороняє людей. Звичайно в них точно означені календарні терміни – дні народження, талісман-оборонець і знак Зодіака. Найпунктуальніше цю традицію, ймовірно, витримували єгиптяни та таким чином:

21 березня – 19 квітня – аметист – Овен,
20 квітня – 20 травня – агат – Тілець,
21 травня – 21 червня – берил – Близнюки,
22 червня – 22 липня – смарагд – Рак,
23 липня – 22 серпня – рубін – Лев,
23 серпня – 23 вересня – яшма – Діва,
24 вересня – 22 жовтня – діамант – Ваги,
23 жовтня – 21 листопада – **топаз** – Скорпіон,
22 листопада – 21 грудня – бірюза – Стрілець,
22 грудня – 19 січня – опал – Козеріг,
20 січня – 19 лютого – сапфір – Водолій,
20 лютого – 20 березня – хризоліт – Риби.

Дуже цікаво – зазначають автори популярних у радянські часи книг про коштовне каміння В.Н. Черних і В.В. Семенов (1982), – що і в єгипетських папірусах, і у візантійських трактатах, і на Русі, зокрема, в «**Ізборнику**» Святослава (XI ст.), згадується одні й ті самі назви каменів-талісманів – відхилення незначні. Водночас існувало й інше тлумачення та розуміння каміння, наділеного «оборонними» функціями. Ймовірно, що саме тому «*Календар каміння місяця народження*», затверджений Міжнародною асоціацією ювелірів (1950–1960 рр.), відходить від точного означення термінів щодо знаків Зодіака:

січень – гранат,
лютий – аметист,
березень – аквамарин,
квітень – діамант,
травень – смарагд,
червень – перли,
липень – рубін,

серпень – хризоліт,
вересень – сапфір,
жовтень – опал,
листопад – **топаз**,
грудень – бірюза.

Як видно, у порівнянні з наведеним вище, цей календар деяке каміння «загубив», а деяке «додав». У ньому відбиті, головним чином, корпоративно-прагматичні інтереси ювелірів (враховані передусім найбільш вживані у їхній практичній діяльності мінерали) і це збіднило календар. У зв'язку з цим В.Н. Черних і В.В. Семенов створили повніший календар на засадах аналізу різних відомостей про камені-оберіги. Так виник ще один зведений календар:

січень – опал, сапфір, гранат, гіацинт;
лютий – аметист, олександрит, сапфір, хризоліт;
березень – яшма, корали, хризоліт, аметист;
квітень – агат, сапфір, лазурит, бурштин, аметист;
травень – агат, берил, нефрит;
червень – халцедон, галіотроп, смарагд, малахіт;
липень – онікс, гірський кришталь, рубін, смарагд;
серпень – сердолік, яшма, рубін, тигрове око;
вересень – діамант, хризоліт, перла, яшма;
жовтень – аквамарин, **топаз**, опал, берил, діамант;
листопад – бірюза, топаз, моріон, опал;
грудень – рубін, плазма, опал, бірюза.

Як бачимо, топаз у всіх календарях прив'язаний, насамперед завдяки забарвленню, до золотої осені.

Топаз як амулет оберігає від «дурного ока», невірності, нервових розладів, злих чарів. Жінок рятує від безпліддя і сприяє збереженню ними краси, продовжує життя, лікує печінку та приступи астми. Топаз-амулет використовували також дипломати та торгові працівники.

У магії топаз вважається коштовним каменем, здатним захистити від навроків, чаклунства й інших негативних дій і водночас допомагає здолати депресію, розвіює сумніви та притлумлює гнів.

В Древній Індії топаз вважали одним із 12 найважливіших каменів-барвінців, наділених лікувальними властивостями (Джас-

пер Стоун, 2008). Він не раз згаданий в текстах «Аюрведи». Сучасні літотерапевти вважають, що топаз наділений проективною енергією Ян. Він захищає людину від простуди, пришвидшує регенерацію тканин, лікує органи травлення, печінку, жовчний міхур, селезінку. Топаз допомагає при безсонні, нервовому виснаженні, знімає стреси. Він також зміцнює імунну систему і захищає від психічних розладів. Досвідчені гурмани знають, що топаз загострює смакові відчуття.

Індійські йоги вважали топаз стимулятором найвищої чакри (чакри – енергетичні центри людського тіла, що керують психологічною, життєвою силою людини) – Сахасрари. У їхній практиці топаз використовувався під час медитації для досягнення всепроникливого бачення, внаслідок якого особа з'єднується з Вищим розумом (Джаспер Стоун, 2008; Драгоц. камни, 2011).

Чеський лапідарій 1389 р. наділив топаз здатністю зупиняти кров, примирювати сварливих людей.

Читач може здивуватися з написаного вище про топаз як панацею від хвороб. Так, є певне перебільшення, але й багато правди. Остання пов'язана з тим, що топаз легко електризується від тертя, тиску (навіть рукою), нагрівання. А оскільки на поверхні активованих кристалів топазу (природних чи штучних) виникають заряди (згадаємо п'єзокристали кварцу, широко вживані у фізіотерапевтичній практиці), то неодмінно буде лікувальний ефект, який у широкому контексті заслуговує на назву – **топазотерапія**. Крім того, у лікувальних властивостях топазу неабияку роль відігравав і відіграє психологічний чинник.

На всіх етапах розвитку суспільства камінь посідав почесне місце в мистецтві, поезії й прозі, інших творах, передусім як символ непорушності, сталості, вічності, як елемент для порівняння, як канва для цікавої інтриги, фабули... Почнемо з Біблії. Вдруге повертаємося до 12 біблійних каменів – рубін, топаз, смарагд, карбункул, сапфір, алмаз, яхонт, агат, аметист, хризоліт, онікс і яспис. Вони, ймовірно, справляли на людство чи не найбільше враження серед представників неживої природи. У число 12, дюжину, був вкладений певний містичний сенс, а виблискування цих каменів на облаченні священиків символізувало верховну владу.

Київська Русь славилася пірофілітовою культурою. Водночас вчений люд звертав увагу й на інше каміння. Найбільше інформації на цю тему міститься в «*Изборнике Святослава*», перекладеному з грецької в IX ст. з додатками (XVII ст.), запозиченими з латино-німецьких джерел. Приділено, зокрема, увагу незвичним властивостям каміння, наприклад, на здатності топазу (топазію) втихомирювати бурі на морях.

Топаз достойно представлений у живописі — малюнках кристалів, порід і руд (рис. 9–11, Додаток 2), які, з одного боку, мали чисто прагматичне призначення — замінити відсутнє у минулі часи кольорове фото, а з іншого, віддзеркалюють вічне прагнення митців відтворювати у художній формі неповторне морфолого-кольористичне багатство мінерального царства. Це мистецтво процвітало і процвітає насамперед у Західній Європі.

Візьмемо, наприклад, в руки книгу Г. Гюріха «*Минеральное царство*» (1902) чи А. Шлейєра «*Минералогия*» (1912) і ми побачимо майстерно виконані малюнки природних кристалів, у тому числі топазу. Нещодавно в журналах почали з'являтися нариси, присвячені творчості художників, які малюють мінерали (Альманах «Среди минералов», 2001).

У Росії в рамках проекту «*Рисунки минералы*» цю художню традицію успішно розвивають В.А. Сльотов і В.С. Макаренко. Є окремі приклади і в Україні, але серед цих рисунків немає топазу.

Топаз, як мінерал, ювелірний камінь і корисна копалина, адекватно віддзеркалює особливий феномен культури — взаємопов'язані мінералогічне колекціонування (Г.Б. Наумов, Е.Л. Мина, 2006), каменерізне та мозаїчне мистецтво, передусім флорентійську мозаїку.

Знахідки цікавих мінералів і їхнє приватне колекціонування у багатьох країнах завершувалося створенням різностатусних мінералогічних музеїв (мінералогічних відділів музеїв широкого профілю), які сприяли підвищенню освіченості та культури вчених і широких верств населення, розвитку ювелірної й гірничої справи та науки в цілому. Наприкінці XVIII — на початку XIX ст., коли захоплення мінералами (камінням) і мінералогією стало, за виразом О.Є. Ферсмана, «модною наукою та всезагальною хворобою», в

Україні створили передумови для заснування першого геологічного науково-навчального осередку – кафедри мінералогії й геогнозії в Київському університеті (1834). Саме з діяльністю цієї кафедри пов'язується, на жаль, поки що не підтверджена, перша знахідка топазу в Україні. Реально увага до цього мінералу – від Житомира до Санкт-Петербургу – зростає після достеменних перших знахідок і створення перших колекцій топазу (див. розділ 2), які спонукали владу розпочати на Волині геолого-експлуатаційні роботи. Результат відомий – Волинь розкрила свої мінеральні багатства, а колекції трансформувалися у всесвітньо відомий Музей коштовного та декоративного каміння (сміт Хорошів Житомирської області), в якому експонується найкраща в Європі колекція топазів (І.С. Васишин та ін., 2011). Важливо, що саме в цьому музеї народилася традиція надавати унікальним зразкам – топазу та берилу – власні імена (див. табл. 1).

Мінералогічні колекції, особливо якщо вони досконало (системно) сформовані на засадах знань сучасної мінералогії, – це унікальні речовинні свідчення подій далекого минулого, показники рівня розвитку гірничої справи, економіки, мінерально-сировинного комплексу тощо. Іншими словами, це кам'яні книги, які містять інформацію не лише про розвиток мінералогічної думки, але й про місце мінералогії у загальній культурі людства.

Згадаємо ще раз XVIII ст., яке в часи російської імператриці Єкатерини II ознаменувалося модою на коштовне каміння, виникненням перших мінералогічних музеїв і приватних зібрань мінералів. У цьому ж столітті у Німеччині, Росії, Бразилії відкрито корінні родовища топазу, мінерали з яких, передусім топаз, стали окрасою і стимулом розвитку всілякого колекціонування. Мусимо згадати унікальну музейну колекцію мінералів, можливо найбільшу в Європі, гетьмана Мазепа, яка за фрагментарними свідченнями сучасників, відображала не лише ерудицію й смак її очільника, але й історію розвитку технічної культури та гірничої справи.

Коштовний камінь переживає три історії (Э.Ф. Емлин, 2003): природну історію народження у темних надрах; технологічну історію – зустріч каменя з людиною, перетворення його у витвір мистецтва. Нескінченими є мандри каменю (символ вічності) у прос-

торі й часі культури, історії, міфології. Для нас зараз важливою є друга історія, яка зафіксувала неминучий вплив привабливого коштовного каміння, у тому числі топазу, на розвиток каменерізної, шліфувальної, полірувальної, гранильної й іншої техніки, покликаної підсилювати красу кольорового каміння і сприяти створенню невмирущих художніх творів і виробів.

У Росії, наприклад, до XVIII ст. домінувала неймовірно важка людська праця в обробці каменю. У першій половині цього століття запрацювали ще малоефективні млини для шліфування і полірування скла і каміння, а в другій половині XVIII ст. потужний розвиток отримала перша (потім друга і третя) в Росії Петергофська гранильна фабрика. Крім замовлень двору, на фабриці огранювали каміння для ювелірів і приватних осіб. Особливо значний попит був на дрібне огранене каміння – так звані «іскри» (А.Е. Ферсман, 1961). Зокрема, потреба в топазових «іскрах», розміром від 1/16 до 1/8 дюйма (від 1,5 до 3 мм), складала десятки тисяч штук. Фабрика ледве встигала виконувати замовлення. Паралельно в Петергофі інтенсивно працювали гранувальники, які на домашніх верстатах виготовляли різні вироби і продавали у Петербурзі – сотню топазових іскр за 4–6 рублів. В «Академических ведомостях» друкувалися оголошення про діяльність фабрики, наприклад такого змісту (А.Е. Ферсман, 1961): *«Директор императорской Петергофской гранильной фабрики сим извещает почтеннейшую публику, что в оной всякого рода крепкие дорогие камни, как-то: топазы, яхонты, бриллианты, алмазы и прочее сырье обделывают и шлифуют, попорченые исправляют и гранят в наилучшем виде»*. Фабрика встановила торгові зв'язки з Італією (мармур, кремні, яшми), Бельгією (чорний мармур), Бразилією (топази) і водночас поповнювала запаси російської сировини, завдяки гірничій діяльності створених при фабриках пошукових і розвідкових партій.

В історії розвитку музейної справи є й прикрі сторінки. Коли запрацювала економіка мінеральної сировини та її виробів, коли стало зрозуміло, що висока вартість коштовного каміння на вагу поступається хіба що деяким ізотопам хімічних елементів, з'явилися організовані банди, які донині здійснюють музейні крадіжки.

Є.Ф. Шнюков (2008) проаналізував численні музейні крадіжки топазу в Україні і зробив сумний висновок. Шокувала геологічну громадськість й широкий загал найбільша з них – унікального 39-кілограмового прозорого кристала топазу винно-червоного забарвлення, придбаного (1987) Національним науково-природознавчим музеєм АН УРСР за 82 тисячі крб (великі на той час гроші). Продало кристал підприємство «Західкварцсамоцвіти», яке видобуло його на Волинському родовищі. Вкрали топаз у січні 1997 р., кримінальна справа й досі не розкрита.

Топаз – скромний, але частий компонент багатьох мозаїчних творів ХХ ст. До виставки в Парижі 1900 р. Росія презентувала карту Франції, виготовлену з кольорового каміння Росії. Карта визнана фахівцями як видатний твір мозаїчного мистецтва і зберігається у Луврі. На ній на загальній площі 1 м² розташовано 86 департаментів Франції, набраних різним камінням, а також 106 міст. Париж позначений рубелітом, Марсель – смарагдом, Руан – сапфіром і т. д. Дрібні міста показані аметистами, топазами, димчастим кварцом і гірським хрусталем.

1937 р. створена мозаїчна карта СРСР площею 27 м². Вона виготовлена з різного кольорового каміння у стилі флорентійської мозаїки і в кращих традиціях російського каменерізного мистецтва. Використано 45 000 добре відполірованих різноформних, у тому числі за висотою, шматочків каміння, які імітують рельєф країни, гори і долини, річки, озера, океани, 450 міст ... На Північному полюсі – рубіновий прапор, від якого в бік Гренландії тягнеться ланцюжок топазів, яким зафіксовано історичний дрейф на льоду експедиції Папаніна. Карту експонували на почесних міжнародних виставках і зберігають у Георгієвському залі Ермітажу.

Фалеристика досить скромно розвивається у світі, якщо говорити про використання топазу, зокрема значки. З українських значків з топазом ми знаємо лише два види – значок члена Українського мінералогічного товариства у мельхіорі, сріблі або в золоті та фірмовий значок ВГО «Західкварцсамоцвіти» у мельхіорі (рис. 12, Додаток 2)

Філателія й поштові марки – ще одна тема, яка не обминула топаз. Серед країн, які випустили марки з топазом, є такі: Албанія,

Бразилія, Німеччина, Росія – топаз; Нігерія – блакитний топаз; Зімбабве – золотистий топаз (В.Д. Дусматов, И.В. Дусматов, 2001). Українське мінералогічне товариство підготувало і 2009 року видало блок марок «Мінерали України», вмістивши у нього одне зображення топазу. Також за редакцією президента УМТ В.М. Квасниці товариство щорічно друкує змістовні й композиційно досконалі календарі, на яких час від часу репрезентуються кристали топазу з Волині (рис. 13, Додаток 2).

На ринках світу та виставках, у тому числі в Україні, можна придбати топазову камею, чоловічу або жіночу прикрасу, інталію, колекційний огранений топаз тощо, але інформація про них не систематизована, фрагментарна і зазвичай недоступна.

Певним винятком тут є харківський художник Олександр Більдер (р.н. 1956), який є не лише талановитим майстром гліптики, але й популяризатором цього мистецтва (Виставка гліптики «Затаив дыхание». Геммы Олександра Бильдера. – Харьков, 2001. – 16 с.). Серед близько 100 виставлених гем дві виготовлено з волинського топазу – Геліос і Тетяна (рис. 14 та 15, Додаток 2). Особливо вдалою видається перша камея, яка майстерно мініатюрною різьбою викарбовує образ бога Сонця, гармонізуючи міфічне уявлення про топаз як сонячний камінь. Згадуються слова Й.В. Гете: «Геми – це справжня естетична насолода».

Остання сторінка історії топазу в нашому огляді висвітлює його місце у літературних, насамперед поетичних, творах.

М.В. Ломоносов (1711–1765), як відомо, був і поетом, але коштовне каміння у віршах практично не описував. Тим часом у науковому трактаті «**Первые основания металлургии, или рудных дел**» читаємо: «Хрусталь не много подобен дорогим камням, а именно зеленой Изумруду, жолтой Топазу, вишневой Аметисту».

У творчому доробку Г.Р. Державіна (1743–1816) – молодшого сучасника М.В. Ломоносова – почесне місце посідає поетично оспіване розмаїте коштовне каміння – діамант, сапфір, рубін тощо. Мінеральні багатства Уралу (у старовину називався Ріфеєм) спонукали його згадати і топаз:

*«Рифей, нагнувшиися, в топазины, аметистны
Лил кубки мед златый».*

Поет І.І. Дмитрієв (1760–1837) у жартівливо-сатиричній казці «Причудница» (1794) описав шалену красуню Ветрану, якій набрид домашній комфорт і вона по чужій волі потрапляє у казковий світ:

*«В нем реки как хрусталь, как бархат берега,
Деревьья яблонны, кусточки ананасны,
А горы все или янтарны, иль топазны.»*

Поет трагічної долі В.І. Соколовський (1813–1839) в поемі «Мироздание» часто, як Державін, використовує камінь:

*«... И чудно, на топазовом дне,
В алмаз сливаются оне».*

В іншому вірші поет звертається до зарі:

«Поэт:

*Мои разлитые рубины,
Топазы, розы, янтари ...»*

Просто і зрозуміло, науково й емоційно висловився про топаз відомий академік М.І. Кокшаров (1818–1892): «... *топази за своїми розмірами, досконалістю кристалізації й прозорчістю є найкрасивіші за всіх донині відомих*» (Н.И. Кокшаров, 1884).

Перекладач, поет і видавець Н.В. Гербель (1827–1881) у вірші «Посвящение» звертається до читача:

*«Все эти жемчужины чистой воды,
все эти крупницы – топазы ...»*

Згадаємо також рідкісного за талантом цінителя коштовного каміння Оскара Уайльда (1859–1900). У його «Флорентійській трагедії» Ірод, зачарований Саломією, говорить: «... *У мене є смарагд ... У мене є чотирирядне намисто перли ... У мене є жовті топази, як очі тигрів, рожеві топази, як очі голубів, і зелені топази, як очі котів ...*»

Не знизився інтерес до коштовного каміння і в ХХ ст. К.Д. Бальмонт (1867–1942) зачаровує «Феиными сказками»:

*«У Феи – глазки изумрудные,
Все на траву она глядит.
Уней наряды дивно-чудные,
Опал, топаз и хризолит ...»*

Максим Горький (1868–1936) чудово оспівав красу каміння у «Казках про Італію»: «Грона винограду грають на сонці ... *Всюди виблискують великі краплинки дощу – топазами на жовтуватому*

молодому листі винограду, аметистами на гронах глицинії, рубінами на кумачій герані ...»

Поетичні рядки присвятили топазу Максиміліян Волошин (1877–1932): *«И в глубине печальных глаз – осенний цвет листвы – топаз»* і Расул Гамзатов (1923–2003): *«Вновь у неба цвет топаза»*.

Учень О.Є. Ферсмана, знаток коштовного каміння професор Б.О. Гаврусевич (1908–1965) у 1961 р. написав таке: *«За своєю красою Волинські топази не мають собі рівних у світі»*.

Насамкінець, черговий раз перекажемо стародавню народну оповідь про поліський топаз, яка до певної міри була своєрідною предтечею відкриття Волинського родовища.

У Житомирському повіті Волинської губернії серед лісів і полів загубився хуторець Остронь. Земля, луги, ліси з озерами та струмками належали пану Краєвському. Село, де знаходився панський будинок, стали називати Краєвщиною. На хутірку в нахилених хатах під солом'яними дахами жило декілька багатодітних селянських родин, а в рубаному будинку розкошував егер, який охороняв панський ліс. Втім, у цей ліс селяни практично не ходили – гриби та ягоди все одно збирати було заборонено, а про мисливство й мови не йшло. Сам пан навідувався у Богом забуті місця лише восени та взимку під час полювання.

Старий хutorянин Панас був конюхом і хліборобом. Земля тут сильно піщаниста, придатна лише для вирощування льону. Селяни вирощували льон, а пан багатів. Йшов якимсь Панас за плугом, звично дивився під ноги та незлісно покрикував на коня. Раптово його погляд на мить затримався на вивороченому плугом камені, який яскраво засвітився у променях рацьового сонця. Підняв Панас заокруглений камінь, схожий на куряче яйце, почистив і зметував, що такого двоколірного чуда він ще не бачив. Одна його половина була жовтою, як осінній клен, інша відсвічувала ніжно-блакитними відтінками, як квітучий льон. Був камінь холодний й важкий. Приніс Панас додому свою незвичну знахідку і вона захопила увагу доньки Ганнусі яскравими барвами і сяйвом у сонячних променях. Носила дівчина кам'яне диво на грудях, поруч із мідним хрестиком і ладанкою з русалковою квіткою. Коли Ганнуса залишалася одна, наприклад на лузі, вона із задоволенням довго катала камінь у долонях, і щоразу він видавався їй інакшим.

Якось побачила цей дивовижний камінь подруга Ганнусі. Вона і розповіла про нього своєму нареченому — єгерю, який тої ж миті доповів пану про знахідку Панаса. Прискакав пан в Остронь, став у будинку Панаса і загорлав: «А ну, швидко показуй, який скарб ти знайшов на моїй землі». І сльози Ганнусі не допомогли — пан почервонів, затремтів і вихопив камінь з її рук. Але старий Панас не показав місце, де знайшов чудовий камінь (як розуміє читач, це був поліхромний топаз). Невдовзі Панас помер, і не встиг розповісти добрим людям про місце своєї знахідки.

Задоволений пан Краєвський поїхав, але лишилася злість на лютого поміщика. Селяни підпалили панські хорони. Серед згарища було знайдено майже не пошкоджену ковану скриню з грошима та коштовностями. Почувши про біду, пан миттєво повернувся, викликав жандармів, тремтячими руками відкрив скриню і остовпів... Жовто-блакитний небаченої краси камінь перетворився на сірий непоказний уламок, схожий на каламутне звичайне скло.

Нині ми добре знаємо як температура, змінюючи атомну й електронну структуру топазу, впливає на його властивості, зокрема, знебарвлює мінерал, але пан Краєвський цього не знав.

Отже, можемо зробити такий висновок: звабна й магічна сила топазу (як і іншого коштовного каміння) — малої частки земної речовини — перетворилася на могутнє знаряддя культурного та технічного прогресу, відіграла помітну роль у розвитку окремих народів і цивілізації в цілому. Тому залишається в силі промовистий заклик найбільш авторитетного вченого в галузі історії каміння академіка О.Є. Ферсмана: *«Ширше, сміливіше дорогу каменю в науку та техніку, у мистецтво, архітектуру і в саме життя — життя яскраве, барвисте, заповнене працею і творчістю».*

ПІСЛЯМОВА

Нині маємо велику проблему, якщо не сказати катастрофу, з деякими видами мінеральної сировини України. Насамперед, це стосується бурштину, топазу, берилу, кварцу, їхніх друз. Відповідно до норм Конституції України, закріплених у Кодексі законів про надра, останні є власністю українського народу. А що маємо насправді?

Волинське родовище законно перебуває на стадії мокрої консервації. Це означає, що видобуток у ньому будь-якої сировини суворо заборонений. Тим часом на зовнішні ринки, наприклад, виставки у Тусоні (США), Мюнхені (Німеччина) тощо надходять зразки кристалів топазу, інших мінералів і не зі старих запасів, а свіжовидобуті, хоча повторюємо: Волинське родовище формально не експлуатується. Тож виходить, що маємо парадоксальну ситуацію. Українська держава, влада на місцях втратили контроль над надрами, насамперед над найбільш прибутковою їхньою частиною.

Так буде доти, доки існує корупція – основний двигун нелегальної розробки надр. Що робити? Треба долати корупцію і виходити з того, що Волинське родовище топазу, кварцу, берилу, колекційної сировини є найбільшим в Європі. Йому доцільно дати, на засадах сучасної ринкової економіки, нове життя – ґрунтовно порахувати рентабельність на горизонті 150 м і, якщо воно виявиться прибутковим, розконсервувати та розпочати видобуток кристалів, залишивши родовище, принаймні на перший час, у державній власності.

ЛІТЕРАТУРА

- Авдонин В.Н., Поленов Ю.А.* Очерки об уральских минералах. – Екатеринбург: УГГА, 2004. – 419 с.
- Амбургер В.П.* До петрографії кристалічних порід району топазових родовищ Волині. – Геол. журнал, 1934, т. 1, вип. 2, С. 65–94.
- Андреев В.Н.* Некоторые опыты по искусственной окраске волинских топазов // Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, кристалогр. серия. – 1935. – 6. С. 45–60.
- Аксюк А.М.* Поведение фтора в гранитных и скарновых флюидах // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. В 2-х томах. Т. 2. – М.: Наука, 2004, С. 43–57.
- Антоняк О.Т., Брилинский М.И., Вовк П.К., Пидзырайло Н.С.* О люминесценции монокристаллов топаза // Конституция и свойства минералов, 1977, вып. 11, С. 68–71.
- Анилес О.М.* Определение относительной ретикулярной плотности граней кристаллов // Тр. Лен. общ. естествоиспыт., 1924, № 39, С. 135–192.
- Ахметов С.* Беседы о геммологии. – М.: Молодая гвардия, 1989. – 273 с.
- Балицкий С.Д.* Выращивание, структурно-морфологические характеристики и основные свойства монокристаллов топаза и ассоциирующих с ним слюд: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: спец. 25.00.05 «Минералогия, кристаллография». – М., 2008. – 12 с.
- Банк Г.* В мире самоцветов. – М.: Мир, 1979.
- Беспалько Н.А., Донской А.Я., Елисеева Г.Д. и др.* Аксессуары минералы Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1976. – 260 с.
- Браунс Р.* Химическая минералогия. – СПб: Издание К.Л. Риккера, 1904. – 468 с.
- Буканов В.* Цветные камни. Геммологический словарь. – СПб, 2001. – 206 с.
- Буканов В.В.* Цветные камни. Энциклопедия. – СПб, 2008. – 415 с.
- Бурьянова Е.З.* Минералогия гранитных пегматитов Коростенского плутона на Волини и исследование железистых биотитов // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва, 1940, вып. 4, С. 519–539.
- Бутузов В.П., Брятов Л.В.* Исследование фазовых равновесий частей системы $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{CO}_3$ при высоких давлениях и температурах // Кристаллография, 1957, вып. 5, С. 670–675.
- Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1992. – 152 с.
- Василишин І.С., Індутний В.В., Павлишин В.І. та ін.* Музей коштовного і декоративного каміння / За ред. проф. В.І. Павлишина. – Володарськ-Волинський, 2001. – 100 с.

- Василишин І.С., Панченко В.І., Павлишин В.І.* Пегматити Волині // Мінеральні ресурси України, 1996, № 1, С. 3–9.
- В мире минералов* // Минералогический альманах, 2008, т. 13. – 128 с.
- В мире минералов* // Минералогический альманах, 2010, т. 15, вып. 1. – 61 с.
- Вовк О.П.* Кристаломорфологія топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського плутону (північно-західна частина Українського щита). – Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К., 2016. – 25 с.
- Вовк О.П., Наушко І.М.* Зв'язок кристалічної структури з особливостями морфології топазу з камерних пегматитів Волині // Мінерал. зб., 2013, № 63, вип. 1, С. 52–59.
- Вовк О.П., Наушко І.М.* Кристаломорфологія топазу з камерних (заноришевих) пегматитів Волині // Мінерал. зб., 2005, № 55, вип. 1–2, С. 79–89.
- Вовк О.П., Наушко І.М.* Особливості кристаломорфології топазу із камерних пегматитів Волині (за даними статистичних методів) // Мінерал. журн., 2014, № 1, С. 26–33.
- Возняк Д.К.* К условиям образования топаза и сингенетических ему минералов в пегматитах Волины // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогич. термобарометрии и геохимии глубин. минералообразующ. растворов. М., 1968.
- Возняк Д.К.* Физико-химическая характеристика минералообразующих растворов периода формирования занорышей пегматитов Волины (по включениям в минералах). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – К., 1971. – 26 с.
- Возняк Д.К.* Мікрровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. – К.: Наук. думка, 2007. – 279 с.
- Возняк Д.К.* Включення в топазі камерних пегматитів Волині // Записки Українського мінералогічного товариства, 2014, том 11, С. 104–107.
- Возняк Д.К., Калужный В.А.* Преобразование формы включений в минералах переменного состава и его влияние на состав изолированного в вакуолях маточного раствора (на примере топаза Волины) // ДАН СССР, 1973. № 6, С. 1192–1195.
- 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. журнал, 1998, № 5, С. 20–23.
- Возняк Д.К., Павлишин В.І.* Фізико-хімічні умови формування та особливості локалізації заноришевих пегматитів Волині (Український щит) // Мінерал. журнал, 2008, № 1, С. 5–20.
- Возняк Д.К., Павлишин В.І.* Особливості формування і локалізації заноришевих пегматитів Володарськ-Волинського пегматитового поля (Український щит) // Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання. – Володарськ-Волинський, 2009, С. 56–62.
- Возняк Д.К., Хоменко В.М.* Утворення включення із опалоподібною речовиною у кристали топазу із заноришевих пегматитів Волині (за даними термобарометрії й ІЧ-спектроскопії) // Мінерал. журн., 2015, № 2, С. 13–22.

- Ворошилов Ю.В., Павлишин В.И.* Основы кристаллографии и кристаллохимии. Рентгенография кристаллов. – К.: КНТ, 2011. – 568 с.
- Гаврусевич Б.А.* К минералогии и геохимии пегматитов Волыни // Тр. Минерал. музея АН СССР, 1930, т. IV, С. 71–85.
- Гаврусевич Б.А.* К минералогии топазовых пегматитов Украины // ДАН СССР, сер. А, 1932, № 7.
- Гаврусевич Б.А.* О геохимико-генетических типах пегматитов Правобережной Украины // Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1933, вып. 2.
- Геология СССР.* Том 5. Украинская ССР, Молдавская ССР. Под ред. П.Я. Антропова. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 1000 с.
- Гигашивили Г.М.* О метасоматическом преобразовании микроклина в одном из пегматитовых тел Волыни // Минерал. сборник, 1969, № 23, вып. 2.
- Гигашивили Г.М.* Процессы окварцевания в пегматитах Волыни и особенности геохимии минералообразующих растворов (по жидким включениям в минералах). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1970. – 22 с.
- Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. – М.: Недра, 1981. – 237 с.
- Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. – М.: Недра, 1979. – 296 с.
- Годовиков А.А.* Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 647 с.
- Горобец Б.С.* Спектры люминесценции минералов. – М.: ВИМС, 1981. – 153 с.
- Горобец Б.С., Рогожин А.А.* Спектры люминесценции минералов. Справочник // Минеральное сырье, № 11. – М., 2001. – 312 с.
- Григорьев Д.П.* Рассуждения о минералогии. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. – 88 с.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Т.* Онтогенез минералов. Индивиды. – М.: Наука, 1975. – 339 с.
- Григорьев Ив.Ф., Доломанова Е.И.* Топаз из месторождений касситеритово-кварцевой формации Забайкалья и его метасоматические изменения // Тр. Минерал. музея, 1954, вып. 6, С. 86–116.
- Грум-Гржимайло С.В., Певнева Л.А.* Кривые спектрального поглощения бериллов и топазов различных окрасок. // Тр. Ин-та кристаллограф. АН СССР, 1956, вып. 12.
- Гюрх Г.* Минеральное царство. Перевод с немецкого с дополнениями С.И. Созонова. – СПб: Типография АО Брокгауз-Ефрон, 1902. – 732 с.
- Дав В.Н.* Камни радости. – Мурманск: Кн. изд-во, 1988. – 272 с.
- Давидковский О.Р., Зинченко О.В.* О редкометалльных жильных гранитоидах в Коростенском плутоне (Украинский щит) // Геол. журнал, 1990, № 6, С. 58–66.
- Джаспер Стоун.* Всё о драгоценных камнях. – СПб: СЗКЭО «Кристалл», М.: ОНИКС, 2008. – 176 с.
- Дир И.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1. – М.: Мир, 1965. – 372 с.

- Долгов Ю.А.* О пневматолитовом минералообразовании и пневматолитовых месторождениях // Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. – М.: Наука, 1968, С. 56–62.
- Долгов Ю.А., Шугурова Н.А.* Состав газов из индивидуальных включений различных минералов // Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. – М.: Наука, 1968, с. 290–297.
- Драгоценные камни.* Мини энциклопедия. – СПб: СЗКЭО, 2001. – 64 с.
- Дусматов В.Д., Дусматов И.В.* Минералогический музей на почтовых марках мира // Среди минералов. Альманах. – М., 2001, С. 189–192.
- Ерьоменко Г.К.* Дислокаційна структура волинських топазів // ДАН УРСР, 1970, № 4, С. 313–317.
- Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. – М.-Л.: Наука, 1965. – 201 с.
- Емлин Е.Ф.* Империя уральских самоцветов. – В кн.: Минералогия, геммология, искусство. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2003, с. 106–120.
- Ермаков Н.П.* Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования // Минерал. сборник, 1949 № 3, приложение первое. – 68 с.
- Ермаков Н.П.* Исследования минералообразующих растворов. – Харьков: Изд-во ХГУ, 1950. – 460 с.
- Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1990. – 236 с.
- Залищак Б.П., Тишкина В.Б., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г.* Камнесамоцветы Дальнего Востока России: месторождения, минералогия, геммология // Минералогия, геммология, искусство. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2003, С. 26–27.
- Зацixa Б.В., Лавриненко Л.Ф.* Генетические особенности минералообразования Сорокинской тектонической зоны (Приазовье) // Минерал. сб. Львов. ун-та, 1970, № 24, вып. 1, С. 9–19.
- Зинченко О.В.* Проявления циннвальдитовых гранитов в породах габбро-лабрадорит-рапакививидной формации Украинского щита // ДАН УССР, сер. Б, 1982, № 1, С. 13–15.
- Зинченко О.В., Лазарєва І.І.* Новий прояв топаз-циннвальдитових гранітів у Коростенському плутоні // Петрологія, магматизм та металогенія докембрію Українського щита. – К., 2000, С. 185–187.
- Иванов Л.Л.* К минералогии Волыни, I. Топаз, гизингирит, гетит, графит // Тр. о-ва иссл. Волыни, 1911, т. VI, С. 225–232.
- Иванов Л.Л.* К минералогии Волыни. – Труды Волынск. геол. партии, вып. IV. – Житомир, 1925.
- Иванов Л.Л.* К минералогии топазовых месторождений Волыни // Изв. АН СССР, сер. VII, 1933а, № 3.

- Иванов Л.Л.* К минералогии Волыни (микроклин, ортоклаз, топаз, ортит и др. минералы) // Тр. Волынк. геол. партии. – Житомир, 1933б.
- Иванов Л.Л.* К минералогии топазовых месторождений Волыни // Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7.
- Ивантишин М.М.* Топази в коростенських пегматитах // Геол. журнал, 1955, № 4, С. 58–73.
- Ивантишин М.Н., Клочков В.Т., Личак И.Л., Царовский И.Д., Чернышкова Л.П.* Пьезокварцевые пегматиты Волыни (Украинская ССР). – К.: Изд-во АН УССР, 1957. – 204 с.
- Изумрудные копи Урала* // Минералогический альманах, 2009, т. 14, вып. 2. – 128 с.
- Калюжная К.М., Калюжный В.А.* К парагенезису аксессуарных берилла, фенакита и эвклаза в топазо-морионовых пегматитах // Минерал. сб., 1963, № 17, С. 136–147.
- Калюжный В.А.* Многофазовые включения в минералах. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1954.
- Калюжный В.А.* К изучению состава минералов-«узников» многофазовых включений // Минерал. сборник, 1958, № 12, С. 116–127.
- Калюжный В.А.* Методи вивчення багатofазових включень у мінералах. – К.: Вид-во АН УРСР, 1960. – 168 с.
- Калюжный В.А.* Динамика минералогенеза на основе изучения минералообразующих флюидов (гранитные занорышевые пегматиты и рудоносные гидротермалиты Украины). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Киев, 1979. – 48 с.
- Калюжный В.А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. – К.: Наук. думка, 1982. – 240 с.
- Калюжный В.А., Возняк Д.К., Гігашвілі Г.М., Калюжна К.М., Ковалишин З.І., Лазаренко О.Є., Сорокін Ю.Г., Булгаков В.С.* Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришевих пегматитів України. – К.: Наук. думка, 1971. – 216 с.
- Калюжный В.А., Ляхов Ю.В.* Включения касситерита и флюорита в кристаллах из пегматитов Волыни // ДАН СССР, 1962, т. 143, № 5, С. 1182–1185.
- Калюжный В.А., Йорыш З.И.* О рентгенометрическом исследовании микроколичеств минералов // Минерал. сб., 1962, №16, С. 403–407.
- Калюжный В.А., Наумко И.М.* Генезис топаза в пегматитах занорышевого типа в Украине // Морфология и фазовые равновесия минералов. Материалы XIII конгресса ММА. Варна, 19–25 сентября 1982. – София: Изд-во Болгарской АН, 1986, С. 395–401.
- Калюжный В.А., Наумко И.М., Хмелевский В.А., Лащманов В.И.* Топаз из прибрежных песков Шацких озер (Волынская область) // Минерал. журн., 1983, № 4, С. 61–69.
- Кантор Б.З.* Беседы о минералах. – М.: Апрель, 1997. – 135 с.

- Карпенко А.А.* К вопросу о кристаллографической характеристике топазов Волины // *Минерал. сб.*, 1954, № 8, С. 261–242.
- Квасница В.Н., Павлишин В.И., Матковский О.И.* Природные кристаллы Украины. – Львов: Свит, 1990. – 144 с.
- Коваленко Н.И.* Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. – М.: Наука, 1979. – 152 с.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. – М.: Наука, 1976.
- Ковалишин З.И.* Геохимические исследования газов глубинного происхождения по включениям в минералах. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1968.
- Кокшаров Н.* Материалы для минералогии России. – 11 томов, 1852–1891.
- Корнетова В.А.* Псевдоморфозы слюды по топазу в пегматитах Восточного Забайкалья // *Труды Минерал. музея*, 1954, вып. 6, С. 142–144.
- Корнилов Н.И., Солодова Ю.П.* Ювелирные камни. – М.: Недра, 1983. – 239 с.
- Кузнецов Г.В., Таращан А.Н.* Люминесценция минералов гранитных пегматитов. – К.: Наук. думка, 1988. – 180 с.
- Кузьменко В.И.* О топазе в гранитах восточной части Приазовского кристаллического массива // *Материалы по геологии и гидрогеологии.* – М.: Госгеолиздат, 1940. Книга 1, С. 171–175.
- Куликов Б.* Словарь-справочник камней-самоцветов. – М.: Издательский дом МСП, 2002. – 320 с.
- Куликов Б.Ф., Буканов В.В.* Словарь камней-самоцветов. – Л.: Недра, 1988. – 168 с.
- Куриленко Константин.* Изменение топаза при нагревании от 20 до 1250 °С // *Минерал. сб.*, 1962, № 16, С. 395–399.
- Кухаренко А.* Минералогия россыпей. – М.: Госгеолиздат, 1960. – 315 с.
- Куц В.П.* Топаз // *Акцессорные минералы Украинского щита.* – К.: Наук. думка, 1976, С. 53–57.
- Ладжун Ю.І.* Гемолого-економічна оцінка каменєбарвної сировини камерних пегматитів Волині для фасетного огранення. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К., 2012. – 20 с.
- Лазаренко Е.Е.* Новые данные о включениях в топазах Волины // *Минерал. сб.*, 1968, № 22, вып. 1, с. 80-83.
- Лазаренко Е.О.* Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1960. – 138 с.
- Лазаренко Є.К., Винар О.М.* Мінералогічний словник. – К.: Наук. думка, 1975. – 772 с.
- Лазаренко Є.К., Габінет М.П., Сливко О.П.* Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 481 с.
- Лазаренко Е.К., Гершойг Ю.Г., Бучинская Н.И., Белевцев Р.Я., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Галий С.О., Квасница В.Н., Кульчицкая А.А., Мельник Ю.П., Мельни-*

- ков В.С., Павлишин В.И., Пирогов Б.И., Туркевич Г.И. Минералогия Криво-рожского бассейна. — К.: Наук. думка, 1977. — 542 с.
- Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И., Галій С.О., Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Зациха Б.В., Иванова А.В., Квасница В.Н., Кульчицкая А.А., Куц В.П., Мельников В.С., Павлишин В.И., Туркевич Г.И. Минералогия Приазовья. — К.: Наук. думка, 1981. — 432 с.
- Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.М. Минералогия Закарпатья. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. — 614 с.
- Лазаренко Е.К., Лазыко Е.М., Пизнюр А.В. О пневматолитовых процессах, минералах и месторождениях // Минерал. сб., 1965, № 19, вып. 4, С. 3–17.
- Лазаренко Є.К., Матковський О.І., Винар О.М., Шашкіна В.П., Гнатів Г.М. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. — Львів, 1960. — 509 с.
- Лазаренко Е.К., Павлишин В.И. Роль минералогических исследований в повышении эффективности геологоразведочных работ // ЗВМО, 1977, № 1, С. 17–29.
- Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. — Львов: Вища школа, 1973. — 359 с.
- Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 1. — К.: Наук. думка, 1975. — 254 с.
- Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 2. — К.: Наук. думка, 1975а. — 502 с.
- Лазаренко Є.К., Сребродольський Б.І. Мінералогія Поділля. — Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1969. — 346 с.
- Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпатья. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. — 173 с.
- Лебедев Г. Учебник минералогии. Часть описательная (физиография минералов). — СПб: Типография М.М. Стасюлевича, 1891. — 643 с.
- Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. — М.: Наука, 1973. — 328 с.
- Леммлейн Г.Г., Кляя М.О., Островский И.А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе // ДАН СССР, 1962, т. 142, № 1, С. 81–83.
- Леммлейн Г.Г., Меланхолин Н.М. Об окраске двухцветных кристаллов топаза // Тр. Ин-та кристаллогр., 1951, вып. 6, С. 245–254.
- Литвин А.Л., Возняк Д.К., Мельников В.С., Раздорожный В.Ф. Онгониты Украины и условия их кристаллизации // Геол. журнал, 1988, № 5, С. 112–118.
- Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. — К.: Наук. думка, 1983. — 248 с.
- Луцицкий В.И. Петрография. Том первый, часть первая и вторая. — М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. — 303 с.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского союза. — М.: Наука, 1967. — 448 с.

- Мартынова М.В.* Драгоценный камень в русском ювелирном искусстве XII–XVIII веков. – М.: Искусство, 1973. – 52 с.
- Марфунин А.С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. – М.: Недра, 1975. – 327 с.
- Марченко Є.Я., Полуновський Р.М.* Про заміщення топазу волокнистим мусковітом // Доп. АН УРСР, 1970, сер. Б, № 11, С. 979–982.
- Марченко Є.Я., Зарицький О.І., Чашка О.І. та ін.* Акцесорний топаз з гранітоїдів Приазов'я // ДАН УРСР, 1966, № 9.
- Матковський О., Квасниця В., Наумко І., Білоніжка П., Гречановська О., Квасниця І., Мельников В., Попп І., Скакун Л., Сливко Є., Словотенко Н., Бондар Р., Мамчур Б., Матвійшин З., Шемякіна Т.* Мінерали Українських Карпат. Силікати. – Львів: ЛНУ ім. І.Франка, 2011. – 520 с.
- Матковський О., Павлишин В., Сливко Є.* Основи мінералогії України. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І.Франка, 2009. – 856 с.
- Матковський О.І., Пирогов Б.І.* Прикладна мінералогія. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. – 285 с.
- Медведев Михаил.* Минералогия. – СПб: Типография О.И. Бакста, 1863. – 527 с.
- Металиди С.В., Нечаев С.В.* Суццано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). – К.: Наук. думка, 1983. – 135 с.
- Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрея.* – Л.: Недра, 1985. – 512 с.
- Минералогия* Лаппарана. Пер. со второго франц. изд. – М.: Товарищество типографии А.И. Мамонтова, 1899. – 712 с.
- Минералы Монголии / Под ред. М.И. Новгородовой.* – М.: ЭКОСТ, 2006. – 352 с.
- Минералы Узбекистана.* Т. III. – Ташкент: Фан, 1976. – 372 с.
- Митрохин О.В.* Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К., 2001. – 16 с.
- Митрохин О.В.* Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування). Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. – К., 2011. – 35 с.
- Мицкевич Б.Ф.* К геохимии германия в кристаллических породах Украинского щита // Геол. журнал, 1972, № 4.
- Моторина И.В.* Многофазовые включения в топазах из пегматитов Волини // ДАН СССР, 1967, т. 175, № 3.
- Наумко И.М., Калужный В.А.* Генетические особенности топаза из зоны выщелачивания и перекристаллизации занорышевых пегматитов Волини // Минерал. журнал, 1981, № 3, С. 52–62.
- Наумко И.М., Мамчур Г.П., Ковалишин З.И.* Изотопный состав углерода CO₂ флюидных включений в топазе пегматитов занорышевого типа Украины //

- Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). Тезисы докл. VII Всесоюз. совещ. – Львов, 1985. ч. 2, С. 240–241.
- Наумко І., Белецька Ю., Калужний В., Лемішко Р.* Про флюїдні включення в топазі крейдових відкладів північно-західної Волині та їхнє генетичне значення // Мінерал. зб., 2002, № 52, вип. 1, С. 137–145.
- Наумов Г.Б., Минина Е.Л.* Минералогические коллекции как феномен культуры // Теория, история, философия и практика минералогии. – Сыктывкар: Геопринт, 2006, С. 56–57.
- Оссовский Г.* Геолого-геогностический очерк Волынской губернии // Тр. Волыnsk. статист. комитета за 1867 г. – Житомир, 1867, С. 149–352 + карта + 1 табл.
- Павлишин В.И.* Некоторые возможности прогнозирования рудоносности гранитоидов на основе информации по типоморфизму породообразующих минералов (на примере гранитоидов Украинского щита) .. Минералогические критерии рудоносности. – Л.: Наука, 1981, С. 84–89.
- Павлишин В.И.* Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. – К.: Наук. думка, 1983. – 232 с.
- Павлишин В.И., Багмут Н.Н., Возняк Д.К. и др.* Минералогические критерии рудоносности гранитов и пегматитов (на примере месторождений и рудопроявлений Украины) // Минерал. журнал, 1991, № 3, С. 3–24.
- Павлишин В.И., Вовк П.К.* Минералого-генетические особенности зоны выщелачивания занорышевых (камерных) пегматитов // Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 3, С. 27–37.
- Павлишин В.И., Возняк Д.К., Мельников В.С.* Сингенетические включения слюд в топазах из пегматитов Волины // Минерал. сб., 1968, № 22, вып. 2, С. 175–177.
- Павлишин В.І., Єсипчук К.Ю.* Топаз // Неметалічні корисні копалини. Т. II. / Під наук. ред. М.П. Щербака і С.В. Гошовського. – К.-Львів: Центр Європи, 2006. – 552 с.
- Павлишин В.И., Литвин А.Л., Бартошинский З.В. и др.* Новые данные по минералогии Украины (обзор за 1981–1985 гг.) // Минерал. журн., 1986, № 4, С. 3–20.
- Павлишин В.І., Матковський О.І., Довгий С.О.* Генезис мінералів. – К.: КНТ, 2007. – 556 с.
- Павлишин В.И., Мельников В.С., Вовк П.К.* Типоморфизм минералов и происхождение камерных пегматитов. – Л.: Наука, 1983, С. 131–145.
- Павлишин В.И., Платонов А.Н., Таращан А.Н.* Основные закономерности минералообразования на ранних этапах развития земной коры // Минерал. журн., 1998, № 1, С. 72–83.
- Павлишин В.И., Семенова Т.Ф., Рождественская И.В.* Протолиитионит-3Т: структура, типоморфизм и практическое значение // Минерал. журн., 1981, № 1, С. 47–58.

- Петровская Н.В.* Что же такое полигенные рудные месторождения? // ЗВМО, 1986, № 3, С. 273–286.
- Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. – К.: Наук. думка, 1976. – 264 с.
- Платонов А.Н., Беличенко В.П.* Окраска и термолюминесценция волинских топазов // Минерал. сб., 1964, вып. 4, № 18, С. 412–421.
- Платонов А.Н., Беличенко В.П.* О розово-дымчатой окраске волинских топазов // Морфология, свойства и генезис минералов. – К.: Наук. думка, 1965, С. 69–84.
- Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С.* Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 196 с.
- Полканов А.А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волины УССР. – Л.: Изд-во Ленинград. гос. ун-та, 1948. – 80 с.
- Попов В.А., Попова В.И.* Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минерал. альманах, 2006, т. 9. – 151 с.
- Приказчиков Л.А.* О поспайном замещении полевого шпата // Минерал. сб., 1962, № 16, С. 373–383.
- Пишбрак К.* Окраска и люминесценция минералов. – М.: ИЛ, 1959. – 458 с.
- Рид П.Дж.* Геммологический словарь. – Л.: Недра, 1986. – 287 с.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). – М.: Недра, 1971. – 328 с.
- Сейдра О.И., Евдокимов М.А.* Химизм топазов различного генезиса и окраски // Минералогия, геммология, искусство. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2003, С. 64–65.
- Сливко Е.М.* Минералогия и вопросы генезиса докембрийских конгломератов Белокозовичской структуры (УЩ). – Канд. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1986.
- Соболев Владимир.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов: Изд-во ЛГУ, 1947. – 139 с.
- Соболев Владимир.* Введение в минералогию силикатов. – Львов: Издание Львовского гос. ун-та, 1949. – 331 с.
- Современная кристаллография.* Т. 4. Физические свойства кристаллов. – М.: Наука, 1981. – 496 с.
- Сорокин Ю.Г., Перегуда А.И., Береговенко А.И.* Об уникальной находке топазов на Волины // Минерал. сб., 1967, № 21, вып. 3, С. 312–313.
- Стратиграфія УРСР.* Т. 1, докембрій. / Відп. редактори М.П. Семененко, Л.Г. Ткачук. – К.: Наук. думка, 1972. – 345 с.
- Супрычев В.А.* Самоцветы. – К.: Наук. думка, 1980. – 215 с.
- Таланцев А.С.* Камерные пегматиты Урала. – М.: Наука, 1988. – 144 с.
- Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. – К.: Наукова думка, 1978. – 296 с.
- Топаз* // Минералы. Справочник. Т. III, вып. 1 / Под ред. Ф.В. Чухрова. – М.: Наука, 1972, С. 274–290.

- Трѐгер В.Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Перевод с немецкого. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — 185 с.
- Туттл О.Ф., Фридман И.И.* Несмесимость жидкостей в системе $H_2O-Na_2O-SiO_2$ // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. — И.: Изд-во иностр. лит., 1950, С. 9–22.
- Усенко В.П.* Ювелирные изделия и самоцветы. — Одесса: Принт Мастер, 1988. — 200 с.
- Фекличев В.Г.* Микрориспалломорфологический анализ. — М.: Наука, 1966. — 200 с.
- Феофилактов К.М.* О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской // Тр. Ком. высш. учр. при Имп. ун-те Св. Владимира для опис. губерн. Киевского уч. окр., 1851.
- Ферсман А.Е.* Очерки по истории камня. Т. I. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — 371 с.
- Ферсман А.Е.* Очерки по истории камня. Т. II. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 371 с.
- Ферсман А.Е.* Пегматиты. — Избр. труды, Т. VI. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 742 с.
- Ферсман А.Е.* Рассказы о самоцветах. — М.: Наука, 1974. — 254 с.
- Франтов Г.С.* Геология и живая природа. — Л.: Недра, 1982. — 144 с.
- Хартман П.* Зависимость морфологии кристалла от кристаллической структуры // Рост кристаллов, 1967. — Т. 7. — М.: Наука, 1967, С. 8–24.
- Хейман Р.Б.* Растворение кристаллов. — Л.: Недра, 1979. — 272 с.
- Хонигман Б.* Рост и форма кристаллов. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. — 221 с.
- Цветные камни Украины / Ю.В. Семенченко, Т.Н. Агафонова, Н.С. Солонинко, Т.В. Львова, В.В. Назаренко.* — Киев: Будівельник, 1974. — 188 с.
- Цымбал С.Н., Полканов Ю.А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. — К.: Наук. думка, 1975. — 248 с.
- Чепіжко О., Кадурін В.* Протерозойська тектономагматична активізація Середньопридніпровського та Приазовського районів Українського щита в інформації з аксесорних мінералів // Мінерал. зб., 2004, № 54, вип. 1, С. 64–71.
- Чепіжко О., Кадурін В., Радкевич Г.* Онтогенія і філогенія аксесорних мінералів гранітоїдів Українського щита // Мінерал. зб., 2002, № 52, вип. 2, С. 155–160.
- Черных В.Н., Семенов В.Б.* Агат. — Свердловск: Среднеурал. кн. изд-во, 1982. — 160 с.
- Чернышкова Л.П.* О топазах Волыни // Минерал. сб., 1952, № 6, С. 282–285.
- Чирвинский Н.П.* Избранные труды. Искусственное получение минералов в XIX столетии. — М.: Наука, 1995. — 510 с. (Классики науки).
- Шаскольская М.П.* Кристаллография. — М.: Высшая школа, 1976. — 391 с.
- Шафрановский И.И.* Природные формы растворения топазов // ЗВМО, 1950, вып. 1, С. 5–14.
- Шафрановский И.И.* Кристаллы минералов. — Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1957. — 223 с.

- Шафрановский И.И.* Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 332 с.
- Шафрановский И.И.* Формы кристаллов // Тр. Ин-та кристаллогр., 1984, вып. 4. – Л.: Недра, 1985, С. 13–166.
- Шнюков Е.Ф.* Минералы и мир. – Киев, 2008. – 521 с.
- Штукенберг А.Г., Пунин Ю.О.* Оптические аномалии в кристаллах. – СПб: Наука, 2004. – 263 с.
- Штурм А.* Главные основания минералогии. – СПб: Типография Н. Греча, 1835. – 487 с.
- Шубников А.В.* Симметрия и физические свойства пирамид роста // Кристаллография, 1961, т. 6, № 3. С. 319–322.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1989. – 144 с.
- Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикина Е.В. и др.* Ранняя кора Украинского щита (состав и возраст) // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991, С. 122–151.
- Щербак Н.П., Павлишин В.И., Литвин А.Л., Мельников В.С., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Егорова Л.Н., Галий С.А., Квасница В.Н., Крочук В.М., Галабурда Ю.А., Матковский О.И., Тепикин В.Е., Бартошинский В.З.* Минералы Украины. Краткий справочник. – К.: Наук. думка, 1990. – 408 с.
- Щербаков И.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
- Шуровский Г.Е.* Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношении. – М.: Изд-во Москов. ун-та, 1841.
- Юргенсон Г.А.* Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 2001. – 390 с.
- Юргенсон Г.А., Горячкина А.Г.* Особенности минералообразования камнесамоцветного сырья Адун-Челон-Шерловогорской рудоматмической системы // Минералогия, геммология, искусство. – СПб: Изд-во СПбГУ, 2003, С. 79–80.
- Юрк Ю.Ю.* Про гранітні пегматити // Геол. журнал, 1948, № 1–2, С. 59–68.
- Юрк Ю.Ю.* Редкие минералы пегматитов Приазовья. – Киев: Изд-во АН УССР, 1956. – 68 с.
- Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Чашка А.И.* Акцессорные минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. – К.: Наук. думка, 1973. – 159 с.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А.* Введение в топоминералогию Урала. – М.: Наука, 1986. – 294 с.
- Яковлева В.В., Панченко В.І.* Мінерально-сировинна база Волині // Мінерально-сировинні багатства України: шляхи оптимального використання. – Володарськ-Волинський, 2009, С. 62–74.

- Akizuki M., Hampar M.C., Zussman J.* An explanation of anomalous optical properties of topaz // *Mineral. Mag.*, 1979, Vol. 43, p. 237–241.
- American mineral treasures.* Eds. Gloria A. Staebler and Wendell E. Wilson. – Lithographie, LLC. East Hamton, Connecticut, USA, 2007. – 354 p.
- Andrzej Szymanski.* *Mineralogia techniczna.* – Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa, 1997. – 459 s.
- Becke F.* Der Aufbau der Kristalle aus Anwachskegeln. – *Jahrb. Naturwiss "Lotos"*, 1894, 14 (42), s. 1–18.
- Bernard J.H. a kolektiv.* *Mineralogie eskoslovenska.* – Praha Akademia, 1981. – 488 str.
- Brauns R.* Einige Mitteilungen über Quarz. Dauphineer Zwillinge von Amethystquarz aus Brasilien. – *Neues Jahrb. Mineral.*, 1919, s. 45–49.
- Bravais A.* Etudes cristallographiques // *Journ. De l'Ecole polytechnique*, 1851, 34, p. 166–170.
- Donnay J.D.H. and D. Harker.* A new law of crystal morphology extending the law of Bravais // *Amer. Miner.*, 1937, No. 23, p. 446–467.
- Foord E.E., Jackson L.L., Taggart J.E., Crock J.G and King T.V.V.* Environment of crystallization of topaz as determined from crystal chemistry and infrared spectra. – 15th General Meeting of the International Mineralogical Assotiation, 1990. – Beijing, 1, p. 306–307.
- Foord E.E., Jackson L.L., Taggart J.E., Crock J.G and King T.V.V.* Topaz: Environment of Crystallization, Crystal Chemistry and Infrared Spectra. – *Topaz. Mineralogical Record*, 1995, Vol. 26, No. 1, p. 69–71.
- Granit pegmatites in Science and Industry.* Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry. Editor: P. Černý. – Winnipeg, May, 1982. – 555 p.
- Hartman P., W. Perdok.* On relation between crystal structure and crystal morphology // *Acta Cryst.*, 1955, No. 8, p. 49–52.
- Kievlenko Eugenii Ya.* *Geology of Gems.* – M.: Ocean Pictures Ltd, 2003. – 468 p.
- Koshil I.M., Vasilishin I.S., Pavlishin V.I., Panchenko V.I.* Geologischer Aufbau und Mineralogie der Pegmatite in Wolynien, Ukraine. – *Lapis*, 1991, No.106 s. 28–40.
- Kreutz F.* Grafit w granitowej skale z Jozefywski iz Samezyka na Wolyniu. *Bull. Intern. Acad. Ss. Krakovie*, 1891. Cl. Sc. mathemal. et natur., s. 22–25.
- Kreutz St.* Krystaly topazu z Jahodenki. – *Sprawozdania Polskiej Akademji Umiejet nosci*, 1931, t. XXXVI, No. 2.
- Livingstone Alec.* *Minerals of Scotland.* – NMS Publishing Limited, 2002. – 212 p.
- Lyckberg Peter, Chornousenko Vsevolod, Wilson Wendell E.* Famous Mineral Localities: Volodarsk-Volynski, Ukraine // *Mineral. Rec.*, 2009, Vol. 40, No. 6, p. 473–506.
- Mark D. Barton. The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications // *Amer. Miner.*, 1982, Vol. 67, p. 956–974.
- Nassau K.* *Gems made by man.* Chilton Book Company Randor, Pennsylvania, 1980.

- Pakistan. Minerals, Mountains and Majesty.* – Lapis International, LLC · USA. German Edition: Christian Weise Verlag, Munich, Germany, 2004. – 96 p.
- Parise J.B., Cuff C., Moore F.H.* A neutron diffraction study of topaz: evidence for a lower symmetry // *Mineral. Mag.*, 1980, Vol. 43, p. 943–944.
- Paul A. Northrup, Richard J. Reeder.* Relationship between the structure and growth morphology of topaz $[Al_2SiO_4(F,OH)_2]$ using the periodic bond chain method // *Journal of Crystal Growth.* – 1995, No. 156. – p. 433–442.
- Pavlishin V.I., Dovgyi S.A.* Mineralogy of the Volynian chamber pegmatites, Ukraine // *Mineral. Almanac*, 2007. Vol. 12. – 125 p.
- Prace muzeum ziemi*, No. 17. *Prace historyczne.* Warszawa: Wydawnictwa geologiczne, 1971. – 180 p.
- Radziszewski P.* Opis mikroskopowo-petrograficzny skal krystalicznych woly skych na poludnie od zz. S ucz. – Sprawozdanie P.I.G., t. III, z. 1–2, 1925.
- Rewievs in mineralogy*, 1980, Vol. 5. Orthosilicates. – 450 p.
- Ribbe P.H.* Topaz // *Rewievs in Mineralogy and Geochemistry*, 1980, No. 5 (Orthosilicates), p. 215–230.
- Ribbe P.H., Gibbs G.V.* The crystal structure of topaz and its relation to physical properties // *Amer. Miner.*, 1971, Vol. 56, p. 24–30.
- Rusler H.J.* *Lehrbuch der Mineralogie.* – Leipzig: VEB, 1980. – 833 s.
- Russian Mineral Classics* // *Mineral. Almanac*, 2011, Vol. 16, iss. 3. – M.: Mineral-Almanac Ltd. – 156 p.
- Sekanina J.* Kalcit ze Štramberka // *Práce Brňen. zakladny ČSAV*, 1962, r. XXXIV, s. 12.
- Shcherba G.H.* Greisens // *Internation. Geol. Rewiev*, 1970, 12, p. 114–151, 239–254.
- Shinoda K., Aikawa N.* Polarized IR Spectra of Optically Anomalous Topaz under FITR spectroscopy // *Abstracts 16 General Meeting International Mineralogical Assotiation*, 4–9 September 1994a, Pisa, Italy, p. 373–374.
- Shinoda K., Aikawa N.* The orientation of the OH-dipole in topaz // *Phys. Chem. Mineral.*, 1994b, Vol. 21, p. 21–24.
- Skrigitil A.M.* *Gemstones in the Pegmatites of the Eastern Pamirs.* – *World of Stones*, 1996, No. 11, p. 16–25.
- Tarashchan A.N., Taran M.N., Rager H., Iwanuch W.* Luminescence spectroscopic study of Cr^{3+} in Brazilian topazes from Ouro Preto // *Phys. Chem. Minerals*, 2006, Vol. 32, p. 679–690.
- Topaz.* *Mineralogical Record.* January–February 1995, Vol. 26, No. 1. – 71 p.
- Topaz. Perfect Cleavage*, 2011, No.14. Lithographie, LLC. Denver. – 97 p.
- Tschermak Gustaw.* *Lehrbuch der Mineralogie.* – Wien and Leipzig: Alfred Hölder, 1921. – 851 s.
- Valentina I. Popova, Vladimir A. Popov, Alexander A. Kanonov.* Murzinka: Alabashka Pegmatite Field // *Mineral. Almanac*, 2002, Vol. 5. – 128 p.

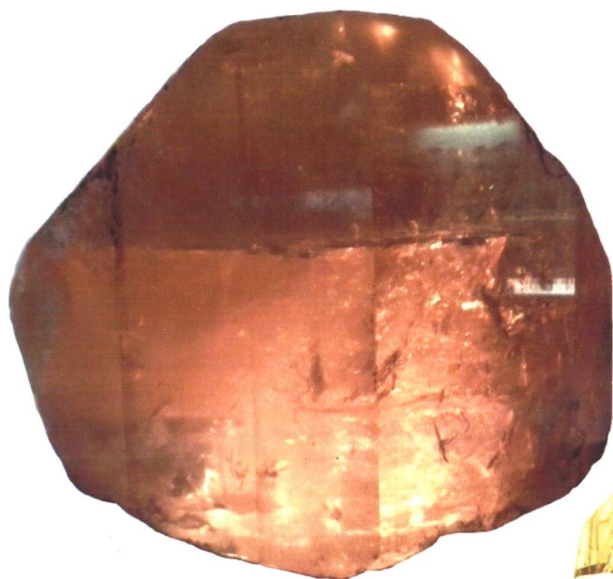


Рис. 1. *Топаз «Канітан»*
(<http://www.mindat.org/photo-653858.html>). Музей натуральної історії (Нью-Йорк)



Рис. 2. *Кристали топазу «Ліндсей» та «Фрімен».* Музей натуральної історії (Нью-Йорк)



Рис. 3. Штучно огранений «Американський золотий топаз». Музей натуральної історії (Нью-Йорк)



Рис. 4. Бразильський ювелірної якості кристал топазу з фрагментом, опроміненим електронами. Музей натуральної історії (Нью-Йорк)

Рис. 5. Другий у світі за вагою (151 кг) музейний кристал топазу з Бразилії. Музей натуральної історії (Флоренція)

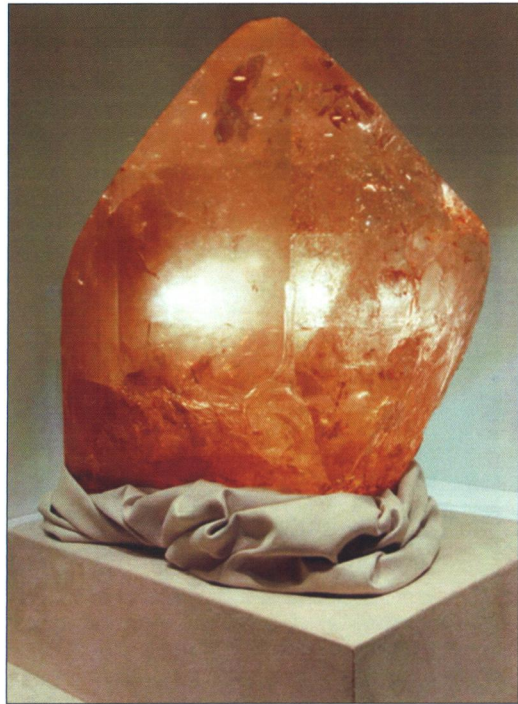
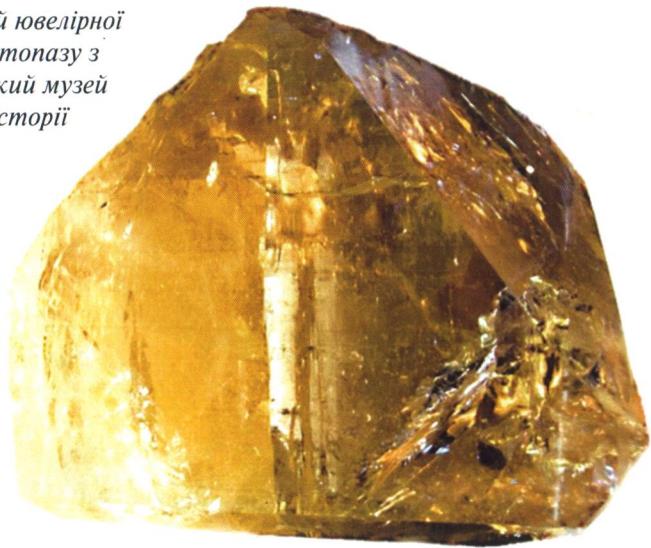


Рис. 6. Найбільший ювелірної якості кристал топазу з Бразилії. Віденський музей натуральної історії



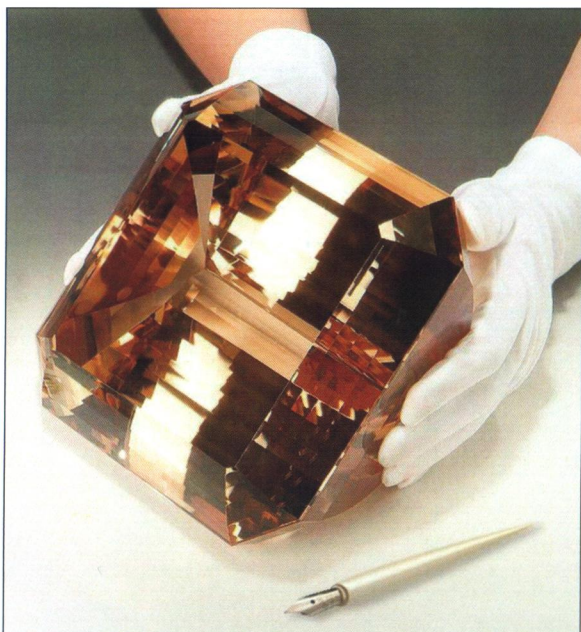


Рис. 7. Топаз
«Ельдорадо». Спеціальна
королівська колекція
(Мадрид)

Рис. 8. Найбільший у
світі штучно гранений
блакитний топаз.
Місцевий музей
у м. Марбелья
(Андалузія, Іспанія)





Рис. 9. Волинський кристал топазу у Мінералогічному музеї імені О.Є. Ферсмана (Москва)



Рис. 10. Гігантський паралельний зросток кристалів топазу з Волинського родовища (Україна). Музей землезнавства Московського державного університету імені М.В. Ломоносова



Рис. 11. Топаз «Академік Ферсман». Волинське родовище (Україна).
Музей коштовного та декоративного каміння
(м. Хорошів, Україна, далі МКДК). Опис наведено у тексті.
Фото рис. 11–34 у Додатку 1 належать О.В. Малишевському



Рис. 12. Топаз «Казка». Волинське родовище (Україна). МКДК.
Опис наведено у тексті



*Рис. 13. Топаз «Джерельце». Волинське родовище (Україна). МКДК.
Опис наведено у тексті*



*Рис. 14. Топаз «Золоте Полісся». Волинське родовище (Україна). МКДК.
Опис наведено у тексті*



Рис. 15. Блакитний кристал топазу зі збитою нижньою частиною, включеннями білого флюориту та розчиненими гранями (13 × 12 × 6 см, 1,858 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 16. Двоколірний кристал топазу, колекційний, унікальний (8 × 27 × 22 см, 8,472 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 17. Топаз синій, колекційний. Спайний уламок ($29 \times 16 \times 7$ см, 6,475 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 18. Топаз із сингенетичними включеннями голчастого гетиту, колекційний. Спайний уламок ($8 \times 9 \times 2,5$ см, 0,310 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК

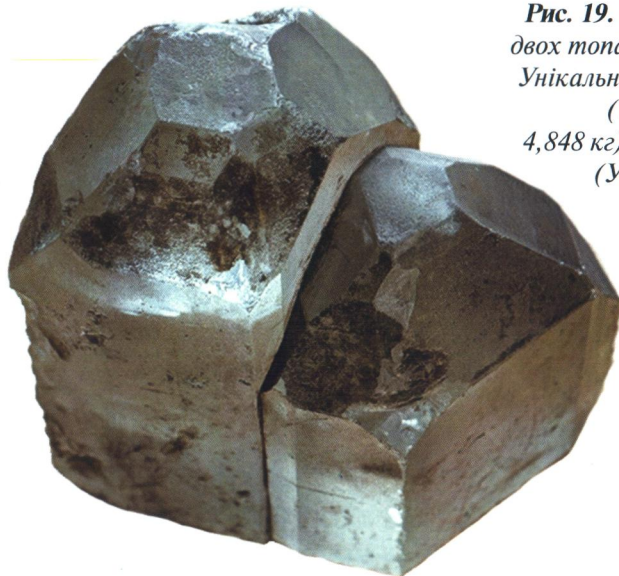


Рис. 19. Паралельний зросток двох топазів ільменського типу. Унікальний колекційний зразок ($13 \times 10 \times 6$ см, 4,848 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК

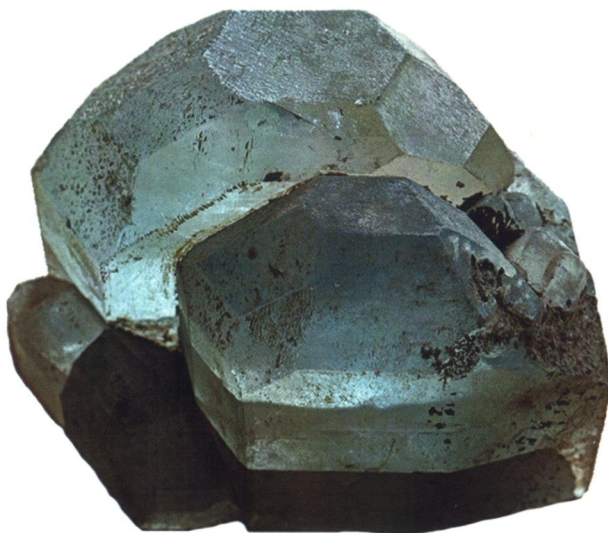


Рис. 20. Субпаралельний зросток кристалів топазу. Унікальний колекційний зразок ($16 \times 14 \times 6$ см, $13 \times 12 \times 6$ см, $12 \times 5 \times 3$ см, 6,798 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 21. Розчинені кристали топазу в альбітовому агрегаті із зони вилугування ($17 \times 12 \times 10$ см). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 22. Моріон у кристалі топазу. Колекційний зразок (0,633 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 23. Топаз на димчастому кварці. Уламок. Вага топазу 0,01 кг. Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 24. Слюдиста псевдоморфоза по топазу (9 × 9 × 5 см, 0,733 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК

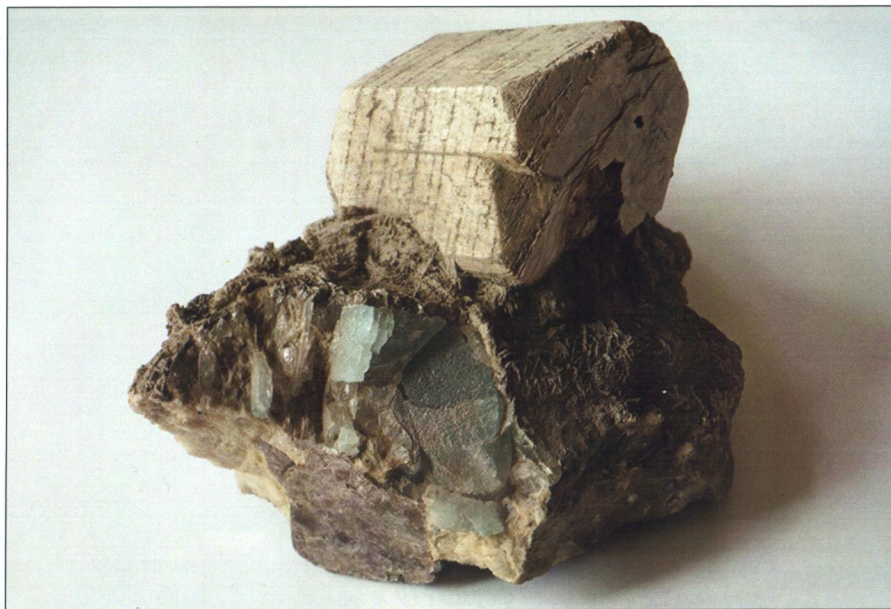


Рис. 25. Брекчієподібний агрегат уламків кристалів топазу, мікрокліну, клевеландиту та цинвальдиту ($20 \times 12 \times 9$ см, 2,3 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК

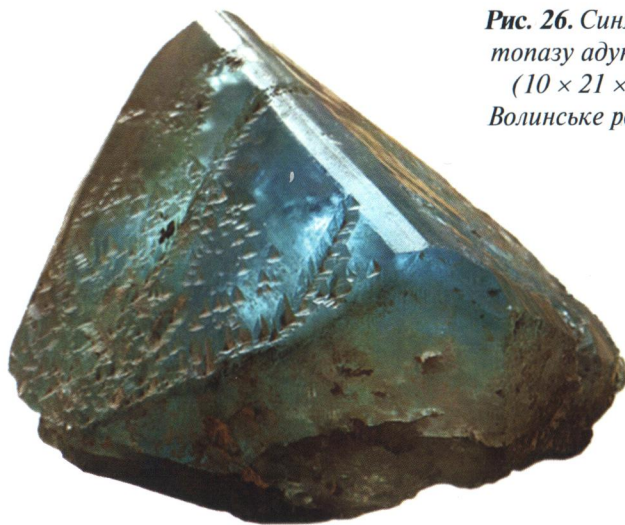


Рис. 26. Синя головка кристала топазу адун-чілонського типу ($10 \times 21 \times 19$ см, 5,101 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 27. Голубувато-рожевий розчинений топаз у вигляді уламка неправильної форми (19 × 14 × 5 см, 2,558 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 28. Уламок рожево-голубого кристала топазу. Зразок колекційний, унікальний (12 × 8 × 7,4 см, 1,580 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 29. Стовпчастий кристал
топазу ільменського типу
($25 \times 13 \times 19$ см, 6,675 кг).
Волинське родовище (Україна).
МКДК

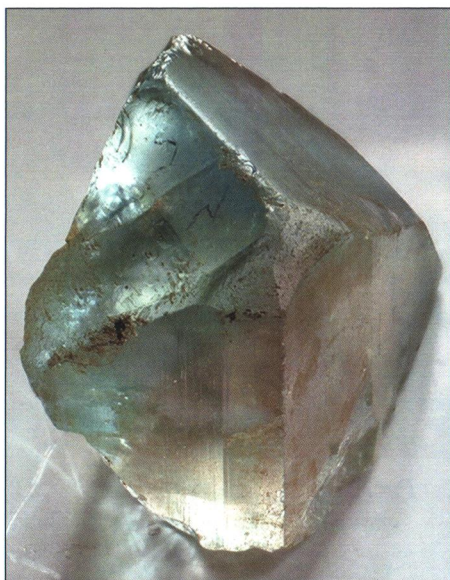


Рис. 30. Кристал топазу адун-
цілонського типу ($6 \times 5 \times 7,5$ см,
0,553 кг). Волинське родовище
(Україна). МКДК



Рис. 31. Намисто з безбарвного топазу (80 намистин, довжина 58 см, діаметр намистин 6–9 мм) і намисто з голубого топазу (95 намистин, довжина 50 см, діаметр 5–8 мм). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 32. Сильно розчинений кристал топазу без граней, ребер і вершин, покритий різними формами розчинення (10 × 13 × 4 см, 0,900 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК



Рис. 33. Конуси розчинення на головці кристала топазу ($9 \times 10 \times 7$ см, 1,064 кг). Волинське родовище (Україна). МКДК

Рис. 34. Найбільший кристал топазу ільменського типу в МКДК ($25 \times 30 \times 22$ см, 28,520 кг). Волинське родовище (Україна)





Рис. 35. Синій інтенсивно розчинений кристал топазу ($9 \times 8,5 \times 5,4$ см). Волинське родовище (Україна). Приватний музей Станіслава Довгого (далі ПМСД), Київ, Україна

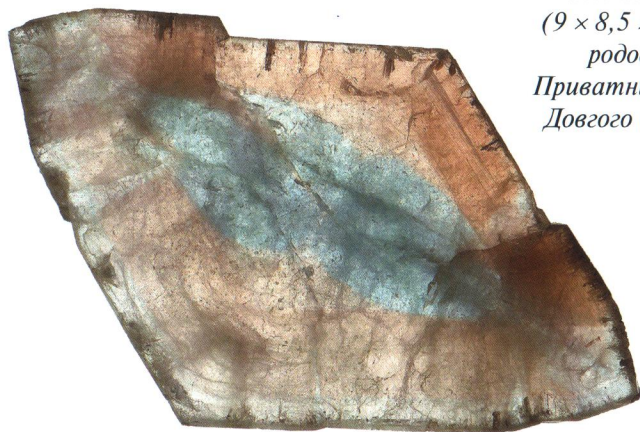


Рис. 36. Спайний уламок поліхромного кристала топазу, який виріс в умовах нерівномірного живлення. Волинське родовище (Україна). ПМСД



Рис. 37. Паралельний зросток кристалів топазу ювелірної якості (15 × 14,5 × 12 см, 7,1 кг). Волинське родовище (Україна). ПМСД

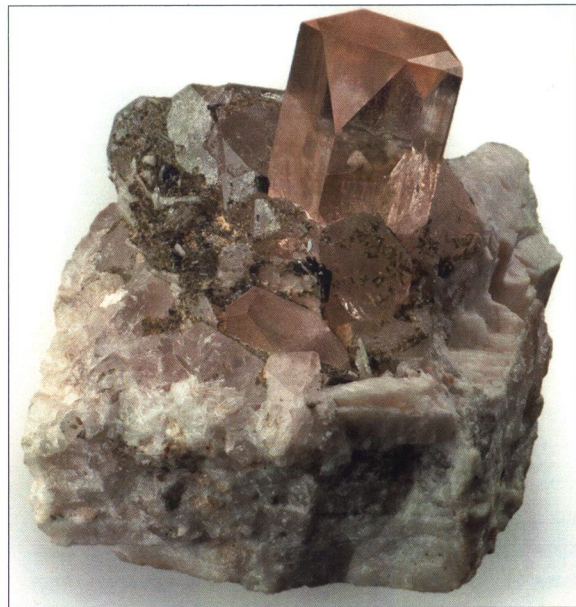


Рис. 38. Кристал топазу у полімінеральній друзі (105 × 88 × 62 см). Пакістан. ПМСД



Рис. 1. Ко́лье Гізели



Рис. 2. Барми. Золото, топаз (жовті кабошони), аметист, альмандин, сапфір, гірський криштал, яшма, перла. Рязань (?). XII – початок XIII ст. Оружейна палата Кремля, Москва. З книги М.В. Мартинової (1973)



Рис. 3. Оклад Євангелії. Золото, топаз (чотири великі різногранені кристали в «рамці» окладу), сапфір, турмалін, діамант, ізумруд, рубін, перла. Москва, 1571. Розмір 30 × 42,5 см. Оружейна палата Кремля, Москва. Надійшла з Благовіщенського собору Московського Кремля у 1919 р. Оклад виконано майстрами Оружейної палати за розпорядженням Івана Грозного. З книги М.В. Мартинової (1973)

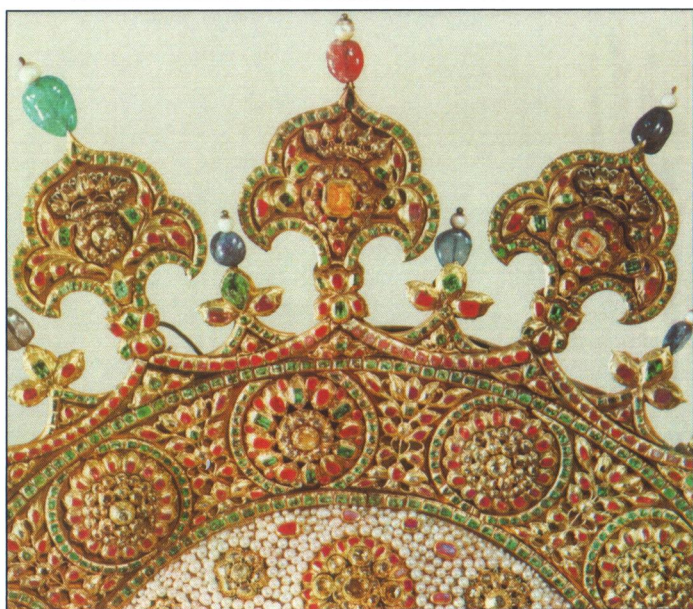
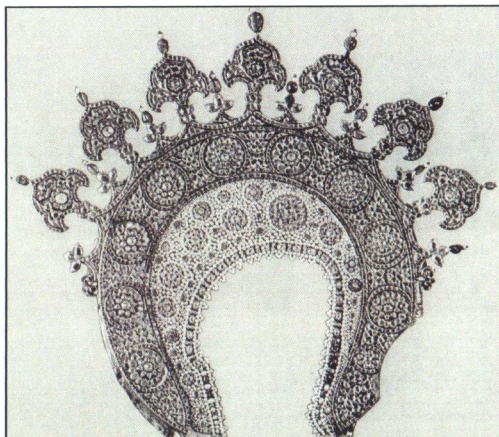


Рис. 4. Вінець ікони «Смоленська Божя Мати». Вгорі – загальний вигляд;
внизу – деталь. Золото, топаз (у центрі периферійних «городків» і всіх
округлих деталей), срібло, рубін, ізумруд, шпінель, сапфір, діамант, перла.
Москва, друга половина XVII ст. Розмір: висота – 56 см, ширина – 60 см.
Оружейна палата. Надійшов із Вознесенського монастиря у 1918 р.
З книги М.В. Мартинової (1973)



Рис. 5. Золоте колъе XIV ст. з рубінами, перлами, смарагдами та топазами

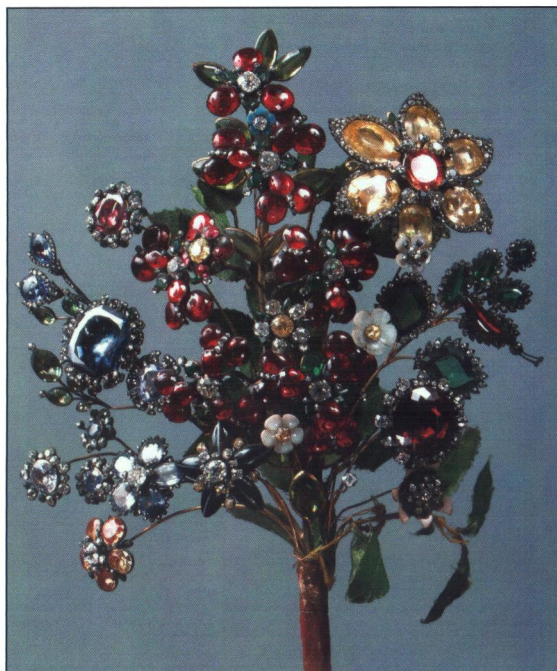


Рис. 6. Букет. Топаз, хризоліт, бриліанти, агат, аквамарин, корал, гранат, гіацинт. Петербург, середина XVIII ст. Розмір: висота – 24,3 см. Золота комора Державного Ермітажу. З книги М.В. Мартинової (1973)

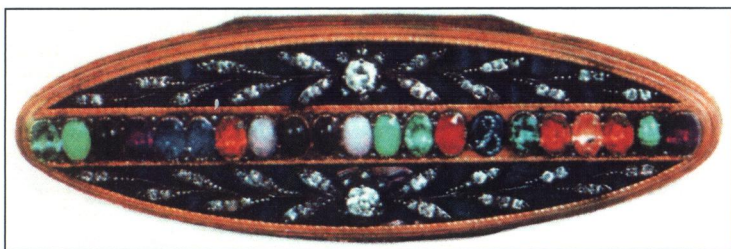


Рис. 7. Табакерка. Топаз, золото, бриліанти, аметист, малахіт, яшма, ізумруд, рубін, хризопраз, опал, нефрит, сапфір. Петербург, початок XIX ст., майстер Отто Самуїл Кейбель (?). Розміри: довжина – 9,5 см, ширина – 2,9 см, висота – 1 см. Москва, Оружейна палата. Надійшла з комори Московського ювелірного Товариства у 1926 р. З книги М.В. Мартинової (1973)



Рис. 8. Іспанський орден «Золоте руно». Топаз, золото, бриланти. Верхня частина ордену складена з п'яти огранених овальних бразильських топазів. Розмір каміння – $3,3 \times 2,4 - 1,4 \times 1,1$ см, колір рожевувано-ліловий. З книги «Сокровища алмазного фонду ССРСР» (1980)

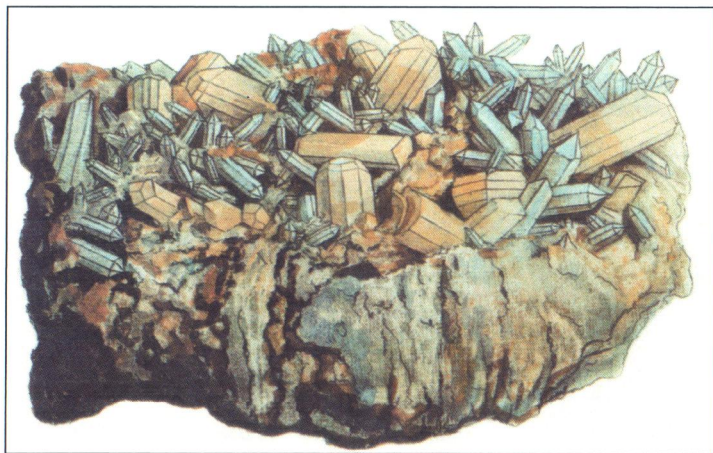


Рис. 9. Топазова друза. На рисунку зображено зразок з класичного грейзенowego родовища Шнекенштейн, Саксонія, Німеччина. Plate 54 from Gautier d'Agoty's "Histoire Naturelle Regne Mineral" (1781), Richard A. Bideaux library

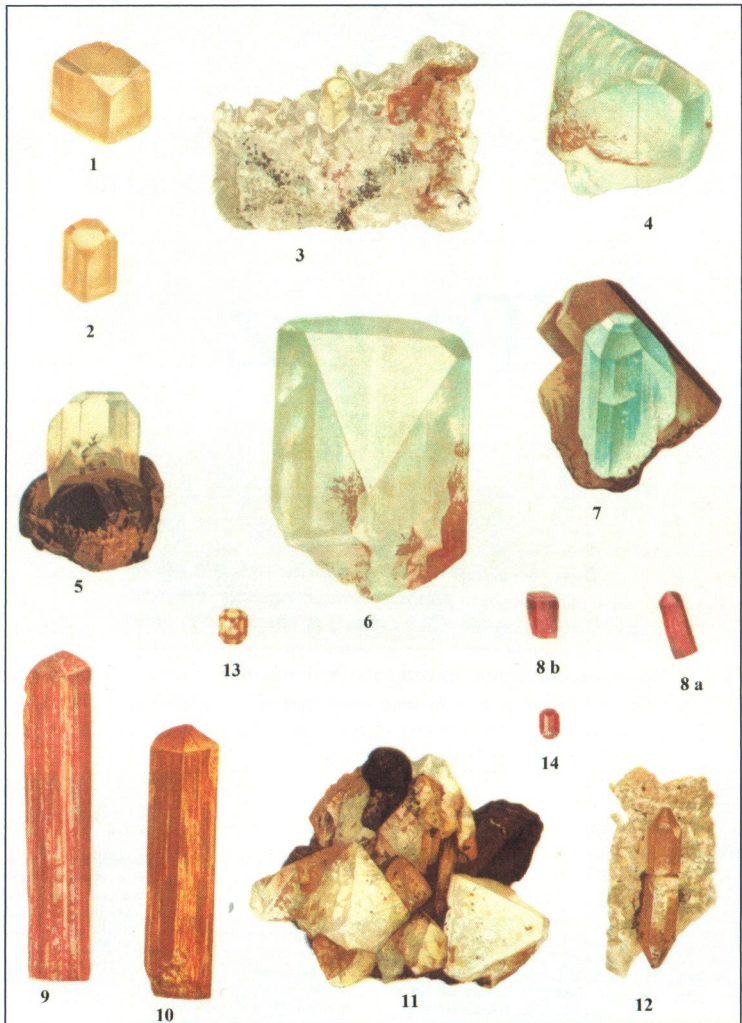


Рис. 10. Художньо вимальовані зразки топазу, ілюстрації до «The Mineral Kingdom» (Reinhard Braun, 1908): 1, 2, 3 – Шнекенштейн, Саксонія; 4 – ріка Урульга, Нерчинська область, Сибір; 5 – копальня Мокруша, біля Алабашки, Мурзинка, Урал, Росія; 7 – Мурзинка, Урал, Росія; 8, 14 – ріка Санарка, розсипне золоте родовище, Оренбург, Росія; 9, 10, 13 – Мінас Жерайс, Бразилія; 11 – Адун Чілон, Нерчинська область, Сибір; 12 – Натрон, Колорадо



Рис. 11. Кольорові малюнки мінералів. Верхній ряд – хіастиоліт у сланці; середній ряд – андалузит (ліворуч), кіаніт (праворуч); нижній ряд – топази. З книги А. Шлейєра «Мінералогія» (1912)



Рис. 12. Значки члена Українського мінералогічного товариства: з раухтопазом у мельхіорі (верхній ряд), з топазом у сріблі та золоті (нижній ряд). Фото зроблено в студії В. Кудляка



Рис. 13. Мінералогічний календар, присвячений у 2015 році темі: «Включення в мінералах України». На правій половині календаря видно паралельний зросток волинських кристалів топазу. За В.М. Квасницею



Рис. 14. Гема «Геліос». Робота О. Більдера.
Матеріал топаз, 2,0 × 1,5 см



Рис. 15. Гема «Тетяна». Робота О. Більдера.
Матеріал топаз, 2,5 × 2,0 см

Наукове видання

ПАВЛИШИН Володимир Іванович
ДОВГИЙ Станіслав Олексійович
ПАЩЕНКО Євген Юрійович
ВОВК Олександр Павлович

ТОПАЗ
у надрах України
та в історії
народів

Видається в авторській редакції
Видання друге, доповнене

Підписано до друку 10.05.2017. Формат 60 × 84 /16.
Гарн. Ньютон. Ум. друк. арк. 14,10 + 1,63 (вкл.)
Обл.-вид. арк. 15,65. Тираж 300 прим. Зам. № 0305.

Віддруковано: Інститут обдарованої дитини НАПН України
04053, Україна, м. Київ, вул. Січових Стрільців, 52-Д
тел./факс: +38 (044) 481-27-27; E-mail: iod@iod.gov.ua
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів
видавничої справи серія ДК № 3366 від 13.01.2009 р.

