

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ІМ. М. П. СЕМЕНЕНКА**

На правах рукопису

ВОВК ОЛЕКСАНДР ПАВЛОВИЧ

УДК 548:549.(614:646.1):553.064.1 (477.42)

**КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЯ ТОПАЗУ І БЕРИЛУ
КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ
(ПІВНІЧНО-ЗАХІДНА ЧАСТИНА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Спеціальність 04.00.20 – мінералогія, кристалографія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник:
доктор геологічних наук,
старший науковий співробітник
Наумко Ігор Михайлович

Київ – 2016

ЗМІСТ

ВСТУП	5
РОЗДІЛ 1 ІСТОРІЯ І СТАН ПРОБЛЕМИ МІНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧНИХ І КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ САМОЦВІТІВ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ	13
1.1. Історія мінералогічних досліджень камерних пегматитів Коростенського плутону	13
1.2. Історія дослідження самоцвітів камерних пегматитів Коростенського плутону	16
1. 3. Висновки	20
РОЗДІЛ 2 МАТЕРІАЛИ ДО ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ РАЙОНУ РОЗВИТКУ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ	22
2. 1. Короткий геолого-петрографічний нарис	25
2. 1. 1. Стратиграфія і магматизм	25
2. 1. 2. Тектоніка	35
2. 1. 3. Корисні копалини	36
2. 2. Особливості геологічної будови камерних пегматитів	37
2. 2. 1. Розташування пегматитових тіл	37
2. 2. 2. Класифікація пегматитів	41
2. 2. 3. Внутрішня будова пегматитів	44
2. 3. Висновки	50
РОЗДІЛ 3 МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЇ ТА ГЕНЕЗИСУ ТОПАЗУ І БЕРИЛУ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ	52
3. 1. Гоніометрія	53
3. 2. Аналіз впливу структурних чинників на кристаломорфологію	59
3. 2. 1. Вплив ретикулярної густини	59
3. 2. 2. Вплив симетрії грані	61
3. 2. 3. Вплив періодичних ланцюгів сильного зв'язку (PBC-векторів)	61

3. 3. Статистичні методи	62
3. 3. 1. Кластерний аналіз	62
3. 4. Методи термобарогеохімій–мінералофлюїдології	64
3. 5. Висновки	66
РОЗДІЛ 4 МІНЕРАЛОГО-КРИСТАЛОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТОПАЗУ	67
4. 1. Опис кристалів топазу	67
4. 1. 1. Багатогранники із заноришів	67
4. 1. 2. Кристали із зони вилуговування	92
4. 2. Морфологія кристалів топазу	95
4. 2. 1. Характеристика простих форм	104
4. 2. 2. Статистичний аналіз результатів гоніометричних вимірювань	111
4. 2. 3. Розвиток поясів у топазі	124
4. 3. Вплив структурних чинників на морфологію кристалів топазу	126
4. 3. 1. Залежність морфології кристалів від ретикулярної густини та величини елементарного шару d_{hkl}	127
4. 3. 2. Зв'язок між симетрією грані та морфологією індивідів	129
4. 3. 3. Вплив РВС-векторів на розвиток зон та форму кристалів	130
4. 4. Хімічний склад і забарвлення топазу	136
4. 5. Висновки	142
РОЗДІЛ 5 МІНЕРАЛОГО-КРИСТАЛОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БЕРИЛУ	146
5. 1. Морфологія кристалів берилу.....	147
5. 1. 1. Морфологічні типи кристалів	147
5. 1. 2. Морфологія кристалів із заноришів	153
5. 1. 3. Морфологія індивідів із зони вилуговування	155
5. 2. Вплив структурних чинників на морфологію кристалів берилу	156
5. 2. 1. Залежність морфології кристалів від ретикулярної густини та величини елементарного шару d_{hkl}	157

5. 2. 2. Зв'язок між симетрією грані та морфологією індивідів	157
5. 2. 3. Вплив РВС-векторів на розвиток зон та форму кристалів	158
5. 3. Хімічний склад і забарвлення берилу	163
5. 4. Висновки	165
РОЗДІЛ 6 УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТОПАЗУ І БЕРИЛУ В КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТАХ ВОЛИНІ	167
6. 1. Флюїдні включення як індикатор процесів топазоутворення	168
6. 2. Флюїдні включення як індикатор процесів берилоутворення	186
6. 3. Загальні особливості процесів формування кондиційних кристалів коштовного каміння	191
6. 3. 1. Топаз і берил – мінерали-індикатори кислотно-лужних умов процесу мінералогенезу	191
6. 3. 2. Залежність габітусу кристалів топазу від температури	199
6. 3. 3. Залежність габітусу кристалів берилу від температури	201
6. 4. Висновки	202
ВИСНОВКИ	204
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	208

ВСТУП

Актуальність теми. Згідно з законом України “Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року” передбачається здійснити пошукову оцінку перспективних проявів каменесамоцвітної сировини [64].

Це насамперед стосується камерних (заноришевих) пегматитів, просторово і генетично пов’язаних з рапаківоподібними гранітами Коростенського плутону у північно-західній частині Українського щита, які є єдиним джерелом ювелірного топазу і берилу в Україні. Гігантські кристали волинських самоцвітів прикрашають не лише українські, але і закордонні музеї. Водночас чітко індивідуалізовані кристалографічно топаз і берил є важливими типоморфними мінералами – надійними індикаторами кислотності-лужності флюїдного середовища кристалізації мінералів на післяінверсійній стадії пегматитового процесу.

Незважаючи на численні дослідження топазу камерних пегматитів [161, 154, 79, 62, 99 та ін.], морфологію його кристалів досліджено недостатньо. Зокрема, відсутні спроби пов’язати кристаломорфологію волинського топазу з структурними чинниками, які насамперед і визначають габітус мінерала. Ретельні дослідження берилу [10, 99] через часткове або повне розчинення граней не дало змоги встановити головні прості форми кристалів. Для берилу також не вивчався вплив структурних чинників на габітус багатогранників. Недостатньо й графічних матеріалів, що стосуються кристаломорфології волинського коштовного каміння, зокрема опубліковано лише дві аксонометричні проекції кристалів топазу [99], а зображення ортогональних проекцій багатогранників топазу, як найбільш наглядних для відображення головок кристалів, взагалі відсутні у друкованих працях. Для берилу, хоча скульптуру грані та фігури росту добре вивчено, жодної аксонометричної чи ортогональної проекції не публікували, а навели лише фотографії та зарисовки.

Отож, кристаломорфологія топазу і берилу камерних пегматитів потребує систематичних цілеспрямованих досліджень, що визначає актуальність теми дисертації. Кристаломорфологічні дослідження, поряд з даними із забарвлення, хімічного складу, фізичних властивостей, генези тощо, сприятимуть оцінці рівня кондиційності їхніх кристалів, адже при покращенні економічної ситуації експлуатацію пегматитових тіл Володарськ-Волинського поля з топазом і берилом як каменями-самоцвітами II порядку та ювелірним і п'єзооптичним кварцом варто обов'язково відновити, оскільки за ринкових умов природне кольорове каміння (дорогоцінне, напівдорогоцінне, виробне) стане надійним джерелом коштів, зокрема валютних, для поповнення державної скарбниці України.

Зв’язок роботи з науковими програмами, планами, темами.
Дисертацію підготовано у відділі геохімії глибинних флюїдів за час навчання в аспірантурі з відривом від виробництва в Інституті геології і геохімії горючих копалин (ІГГГК) НАН України (м. Львів) із завершенням досліджень на кафедрі географії географічного факультету Східноєвропейського національного університету (СНУ) імені Лесі Українки (м. Луцьк).

Матеріали кристаломорфологічних досліджень автора використовуються у науково-дослідних роботах відділу геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України за бюджетними темами: “Флюїдний режим формування мінеральних асоціацій гідротермально-катагенного походження в осадових нафтогазоносних формаціях заходу і півдня України” (державний реєстраційний номер 0197U009484) і “Леткі компоненти флюїдів гідротермально-метасоматичних і катагенетичних процесів мінералогенезу породно-рудних комплексів провінцій горючих копалин України” (державний реєстраційний № 0112U000047).

Дослідження за темою дисертаційної праці виконували у рамках наукового напрямку Відділення наук про Землю НАН України “Геохімія, термобарометрія флюїдів мінералоутворюючого середовища” (постанова Президії НАН України від 30.03.2011 № 117).

Мета роботи – виконати комплексні систематичні дослідження кристаломорфології топазу і берилу з різних мінералого-структурних зон камерних Коростенського плутону, пояснити вплив структурних чинників та умов утворення на форму багатогранників даних мінералів.

Основні завдання:

- гоніометричне дослідження кристалів топазу та індексація простих форм, що визначають їхнє огранення;
- порівняння морфології багатогранників топазу з різних мінералого-структурних зон (занориші, зони вилуговування, метасоматично змінені породи);
- вивчення спотворення габітуса кристалів топазу, побудова ортогональних та аксонометричних проекцій;
- статистичний аналіз гоніометричних досліджень, визначення морфологічної важливості простих форм, класифікація головок кристалів топазу на основі кластерного аналізу;
- аналіз структури топазу, визначення чинників, які впливають на кристаломорфологію, порівняння теоретичних розрахунків з реальною важливістю простих форм, відповідно до статистичного аналізу;
- гоніометричне дослідження кристалів берилу та індексація простих форм, що визначають їхнє огранення;
- порівняння морфології багатогранників берилу з різних мінералого-структурних зон;
- аналіз структури берилу, визначення чинників, які впливають на кристаломорфологію, порівняння теоретичних розрахунків з габітусом реальних кристалів.

Об'єкт дослідження – топаз і берил з різних мінералого-структурних зон камерних пегматитів Коростенського плутона.

Предмет дослідження – кристаломорфологія топазу і берилу з камерних пегматитів Коростенського плутона.

Методи дослідження:

1. Польові геологічні (відбір та опис кам'яного матеріалу, кристалів, підготовка пластинок для дослідження флюїдних включень).
2. Гоніометричні дослідження кристаломорфології топазу і берилу (прикладний гоніометр, двоколовий гоніометр ГД-1).
3. Побудова ортогональних та аксонометричних проекцій (сітка Вульфа, програма Shape).
4. Аналіз структури топазу і берилу: розрахунок ретикулярної густини, визначення симетрії грані, виявлення РВС-векторів (програма Diamond).
5. Статистичні методи аналізу гоніометричних даних: описова статистика, кростабуляція, кластерний аналіз (програма SPSS Statistics 17.0).
6. Термобарогеохімічні–мінералофлюїдологічні: термометрія включень (термокамери конструкції В.А. Калюжного (до 600 °C, точність ± 2 °C), а також М.П. Єрмакова та І.Т. Бакуменка), фотоапарат Canon Power Shot A550.

Основні наукові положення, що подаються до захисту:

1. Особливості кристаломорфології топазу камерних пегматитів Волині визначаються домінуванням у вертикальному поясі всіх кристалів габітусних граней призм M {110} і l {120}, проте кристали із різних зон пегматитів відрізняються обмеженням своїх головок: на багатогранниках із заноришів розвинені грані 17 простих форм, головними з яких є f {011}, o {111}, u {112}, c {001}, y {021}, d {101}, на індивідах із зон вилугування – грані 6 простих форм, з яких морфологічно важливими є лише грані призми f {011}, на кристалах топазу пізньої генерації з метасоматично змінених пород – лише грані призми f {011}. Згідно з аналізом структури топазу (ретикулярна густина плоских сіток, симетрія граней, РВС-вектори) морфологічно важливими простими формами повинні бути b {010}, M {110}, l {120}, f {011}, o {111}, u {112}, c {001}, які, за винятком b {010}, добре проявлені на волинських топазах. Найважливіший РВС-вектор в структурі топазу проходить у напрямку [001], що відображається в добром розвитку граней вертикального поясу.

Реальний і теоретичний ряди простих форм на кристалах волинського топазу майже співпадають.

2. При рості кристалів топазу в камерних пегматитах Волині відбувається еволюція огранення індивідів: призма $f \{011\}$ поступово витісняє інші призми $\{0kl\}$, дипіраміди та пінакоїд $c \{001\}$, дипіраміда $o \{111\}$ поглинає інші дипіраміди $\{111\}$, а призма $d \{101\} - h \{103\}$. На дрібних кристалах топазу цей процес проходить швидше. Водночас великі багатогранники топазу набувають багатшого огранення головок кристалів, на них частіше розвиваються грані більшості структурно важливих простих форм порівняно з ограненням дрібних кристалів.

3. На кристалах берилу із камерних пегматитів Волині розвинені грані наступних 6 простих форм: $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$.

Огранення індивідів берилу із зон вилуговування багатше, ніж кристалів із заноришів, також для берилу характерна більша кількість простих форм на дрібних індивідах, ніж на великих. Згідно з аналізом структури берилу (ретикулярна густина плоских сіток, симетрія граней, РВС-вектори) найважливішими простими формами повинні бути $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}1\}$. Реальний і теоретичний ряди простих форм на кристалах волинського берилу майже повністю ідентичні.

4. Топаз і берил є антиподами не лише генетично, а й кристаломорфологічно щодо розвитку граней різних простих форм залежно від розміру їхніх кристалів і зон росту. Виявлено зв'язок між умовами утворення і морфологією кристалів топазу і берилу. Температурний режим утворення виявлених морфологічних типів кристалів топазу в різних зонах пегматитів наступний: занориші та зони вилуговування (топаз II) – 385–415 °C, метасоматично змінені породи (топаз III) – 180–200 °C. Огранення багатогранників топазу збіднюється зі спадом температури утворення. Температурний режим утворення виявлених морфологічних типів кристалів берилу в різних зонах пегматитів не такий контрастний як для топазу: занориші

– 350–415 °C, зони вилугування – 400–450 °C, метасоматично змінені породи – 480–510 °C. Огранення багатогранників берилу також збіднюється зі спадом температури утворення, проте його еволюція на кристалах проявлена слабкіше.

Наукова новизна одержаних результатів.

В дисертаційній праці наводяться нові дані з кристаломорфології топазу і берилу з камерних пегматитів Коростенського плутону, отримані на основі опрацювання великої статистично значимої кількості результатів гоніометричних досліджень, завдяки чому вперше:

1. Проведено порівняння морфології багатогранників топазу і берилу з різних мінералого-структурних зон пегматитових тіл.
2. Виявлено нові прості форми на кристалах топазу і берилу.
3. Застосовано математичні методи для класифікації морфологічних типів топазу і виділено морфологічні типи головок кристалів на засадах комплексування гоніометричних досліджень та кластерного аналізу.
4. Пов'язано кристаломорфологію топазу і берилу із структурними чинниками. Визначено прості форми, які, звичайно, повинні проявлятися за будь-яких умов. Проведено порівняння теоретичних розрахунків та реальної кристаломорфології топазу і берилу з різних мінералого-структурних зон.
5. Розглянуто вплив температури на кристаломорфологію топазу і берилу.

Практичне значення одержаних результатів.

З практичного боку особливу ефективність у кристаломорфологічних дослідженнях відведено прогнозу зовнішньої форми кристалів, як надійної типоморфної ознаки, виходячи з аналізу внутрішньої структури та умов утворення. За формулою кристалу можна встановити, в якій саме частині родовища він утворився, що дає змогу встановити ступінь еродованості родовища. Це стверджує важливість порівняння кристаломорфології топазу і берилу з різних мінералого-структурних зон.

Особистий внесок здобувача. Збір, систематизація, аналіз кам'яного матеріалу виконано особисто автором. Проведено гоніометричні дослідження топазу і берилу (понад 110 багатогранників). Побудовано 59 ортогональних та

41 аксонометричну проекцій кристалів топазу і берилу, що дало змогу вперше в світі проілюструвати їхню кристаломорфологію. Виконано статистичне опрацювання результатів гоніометричних досліджень головок багатогранників топазу із заноришів як підставу для виділення морфологічно важливих простих форм. Проведений кластерний аналіз 73 індивідів і зростків топазу із заноришів дав змогу виділити 5 морфологічних типів головок топазу. За гоніометричними матеріалами виявлено кілька простих форм на кристалах топазу і берилу, не описаних в літературі. Виявлено найважливіші зони на багатогранниках топазу. Проведено аналіз структури топазу і берилу: розраховано ретикулярну густину плоских сіток, визначено морфологічно важливі прості форми відповідно до симетрії грані, виявлено напрямки РВС-векторів, визначено теоретично можливі та істинні F-грані. Це дало змогу визначити морфологічно важливі прості форми, які будуть проявлятися за будь-яких умов і не можуть слугувати індикаторами умов утворення мінералів. Досліджено флюїдні включення у топазі, результати яких підтвердили літературні дані.

Апробація результатів дисертації. Основні положення дисертаційної роботи доповідалися і обговорювалися на Міжнародних та Всеукраїнських наукових конференціях: наук. конф., присвяченій 90-річчю від дня народження академіка В.С. Соболєва (Львів, червень 1998 р.); Mining Příbram Symposium International Section. Mathematical methods in Geology (Prague, 1999); 31th Intern. Geol. Congress (Rio de Janeiro, Brasil, August 6–7, 2000); «Наука про Землю–2001» (Львів, 2001); Міжнар. наук. конф. «Геологія горючих копалин України» (Львів 13–15 листопада 2001 р.); XI Междунар. конф. по термобарогеохимии (Александров, 8–12 вересня 2003 г.); восьмих наук. читаннях імені академіка Євгена Лазаренка (присвячено 150-річчю заснування кафедри мінералогії у Львівському університеті) (Львів-Чинадієве, 11–14 вересня 2014 р.); XIV Всерос. конф. по термобарогеохимии (Іркутск, 10–14 вересня 2014 г.).

Публікації. За темою дисертації опубліковано 12 наукових праць, з них 4 статей у журналах, що входять до переліку наукових фахових видань Міністерства освіти і науки України, 1 стаття – у зарубіжному фаховому

виданні, і 7 тез доповідей у збірниках матеріалів міжнародних і державних наукових нарад.

Об’єм та структура роботи. Дисертація загальним обсягом 226 сторінок складається із вступу, шести розділів, висновку і списку використаних джерел з 177 найменувань, ілюстрована 73 рисунками та 12 таблицями.

Подяки. Автор щиро вдячний за повсякчасну допомогу, сприяння і незамінні консультації у процесі роботи над дисертацією науковому керівнику – завідувачу відділу геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України, доктору геологічних наук, старшому науковому співробітнику І.М. Наумку.

Постійна підтримка і консультації, допомога в зборі матеріалу та організації польових робіт, рекомендована література, цінні поради і методичні вказівки автору були надані його батьком – кандидатом геолого-мінералогічних наук, доцентом П.К. Вовком.

Автор щиро вдячний кандидату геолого-мінералогічних наук, доценту І.Т. Бакуменку за консультації та дієву допомогу.

На початкових етапах тематичних досліджень автору були надані підтримка, консультації і матеріал доктором геолого-мінералогічних наук, професором З.В. Бартошинським, доктором геологічних наук, професором І.В. Попівняком і старшим науковим співробітником НДЧ Львівського університету Б.Г. Ремешилом.

Автор щиро вдячний геологам АТ «Кварц самоцвіти» І.С. Василишину В.І. Панченку і В.М. Бурлакову за надані матеріали з геологічної будови і карти Володарськ-Волинського пегматитового поля.

Автор висловлює подяку всім працівникам відділу геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України та кафедри географії географічного факультету СНУ імені Лесі Українки за підтримку і розуміння.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ І СТАН ПРОБЛЕМИ МІНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧНИХ І КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ САМОЦВІТІВ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ.

Камерні пегматити Коростенського плутону у північно-західній частині Українського щита (камерні пегматити Волині) мають понад столітню історію дослідження. Спочатку це були фрагментарні описи, які публікувалися в різноманітних, часто неспеціальних виданнях.

1.1. Історія мінералогічних досліджень камерних пегматитів Коростенського плутону

Г.І. Оссовський [117] в статті "Геолого-геогностический очерк Волынской губернии" описує знахідки брил кварцу в околицях сіл Гута-Писарівка. Аналізуючи свої дані, Г.І. Осовський доходить висновків стосовно генезису кварцу. Він вважає, що кварц не місцевий, а принесений з області плутонічних порід північної Європи.

До початку ХХ ст. геологічні дослідження на Волині мали головно геолого-геоморфологічний характер. Винятком є мінералогічна стаття П.А. Кікіна [80], але в ній нема характеристики мінералів пегматитів.

В 1911 р. Л.Л. Іванов [59] публікує статтю "К минералогии Волыни", якою відкриває цикл робіт, присвячених мінералогії Волині. Генезис пегматитів він пов'язує з утворенням порожнин охолодження.

В 1928 р. С.П. Ничипоренко виділяє від назвою "красные пегматиты" корінні камерні пегматити.

Перша класифікація пегматитів Волині належить Н.І. Безбородьку (1928). Він розділив пегматити на дві групи: ендогенетичні (в материнській породі) і екзогенетичні (поза материнською породою).

Важливим періодом в мінералогічному дослідження Волині стали 1931–1933 рр., коли в околицях Александрії, Писаревої Волі, Францівки і Остроні проводилися геолого-експлуатаційні роботи під керівництвом В.П. Амбургера. Ці наукові праці дали змогу одержати перші досить повні дані з морфології і внутрішньої будови пегматитів [2]. Стало відомо, що пегматитові тіла мають зональну будову, а їхньою центральною частиною є занориш, який містить кристали кварцу, топазу, альбіту і слюд.

Великий вклад в дослідження мінералогії і геохімії пегматитів Волині внес Б.А. Гавrusевич [36, 37, 38 та ін.]. У праці [38] 1932 р. він запропонував розрізняти серед пегматитів України дві великі групи: пегматити чистої лінії і пегматити лінії схрещування.

Геохімічні дослідження пегматитів, які розпочали Б.А. Гавrusевич і В.П. Амбургер, продовжив Ю.М. Абрамович (1936) [1]. Він навів вміст рідкісних елементів (Li, Rb, Cs, Ba, Tl) у мінералах пегматитів.

Результати довоєнного мінералогічного дослідження пегматитів Волині наведені в статтях Л.Л. Іванова [60] та Є.З. Бур'янової [20].

Л.Л. Іванов схарактеризував кварц, ортоклаз, альбіт, цинвальдит, біотит, мусковіт, топаз, циркон, флюорит, причому кварц та ортоклаз – гоніометрично, а решту мінералів – кристалографічно, оптично, частково хімічно.

М.П. Семененко [132] розглядає пегматити Волині з метою їхньої класифікації.

Є.З. Бур'яновою [20] мінерали пегматитів описано в морфогенетичному плані, а біотити детально вивчені хімічно та оптично.

Підводячи підсумок першому періоду (1850–1940 рр.) мінералогічного дослідження пегматитів Волині, треба відзначити його особливості:

1. Дослідження мінералів мало головно морфологічний і менше – оптичний і хімічний характер.

2. Структуру і кристалохімію мінералів практично не вивчали.
3. Термодинамічні умови кристалізації мінералів оцінювали приблизно за опосередкованими даними.

Новий поштовх дослідження пегматитів отримали у в післявоєнний час.

Ю.Ю. Юрк [164, 165] виступає з ідеєю співвідносності пегматитів з певною зоною тектонічного порушення.

Ф.Є. Лапчик [88] акцентує увагу на явищах брекчіювання пегматитів, які зв'язує з причинами внутрішнього порядку.

А.А. Денисевич [45] вважає пегматитові брекчії, як і пегматитові тіла загалом, метасоматичними утвореннями.

Великий вклад в дослідження Коростенського плутона і його пегматитів внесли В.С. Соболєв [136] та О.О. Полканов [126]. В їхніх працях вказано, що плутон є не батолітом, а великим і складним інтузивним тілом.

На думку М.П. Єрмакова [1957] пегматити виникли з непереміщених "залишкових" гранітних розплавів, які утворюють вогнища в корі плутона. Такі пегматити М.П. Єрмаков назвав **камерними**.

Роботи, пов'язані з всестороннім вивченням камерних пегматитів Волині, можна розділити на два напрямки.

Перший напрямок об'єднує роботи по загальній мінералогії і спеціальні дослідження в області кристаломорфології і кристалохімії мінералів, другий – роботи, присвячені розшифровці умов утворення мінералів за даними вивчення включень мінералоутворюального середовища.

Результати мінералогічних досліджень узагальнені в науковій праці Є.К. Лазаренка та ін. "Мінералогия и генезис камерных пегматитов Волыни" [99]. В цій монографії описано 50 мінералів, для яких наводяться дані з їхніх конституцій, властивостей та умов утворення.

Питання генезису пегматитів за даними термобарогеохімії–мінералофлюїдології розглядаються в колективній монографії "Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів

занорищевого типу України (рідкі включення, геохімія, термобарометрія)" під редакцією В.А. Калюжного [101].

В даний час проводять дослідження типоморфних властивостей мінералів (рентгеноструктурний аналіз, електронний paramagnітний резонанс, ядерний магнітний резонанс, інфрачервона спектроскопія, ядерний гамма-резонанс, електронна мікроскопія тощо.) з метою реконструкції умов формування пегматитів і вдосконалення методів пошуків і оцінки пегматитових тіл.

1.2. Історія дослідження самоцвітів камерних пегматитів Коростенського плутоніа

Щодо волинських самоцвітів, то перша знахідка топазів з пегматитів Волині належить Г.Й. Оссовському. Ці кристали, знайдені в корі звітрювання пегматитів, коротко описали Ф.Крейц (1891) і Ст. Крейц (1931). Пізніше дві знахідки С.В. Бельського описав Л.Л. Іванов [59, 60].

Вперше топаз безпосередньо в пегматитовому тілі був знайдений 1931 р. Л.Л. Іванов [61] на знайдених в цей час і пізніше кристалах топазу встановив такі прості форми як M {110}, 1 {120}, у {021}, f {011} і, крім того, відзначив на гранях сліди природного розчинення: ямки та підвищення.

Надалі мінералогію і кристалографію волинського топазу досліджували І.І. Шафрановський [161], Л.П. Чернишкова [154], А.А. Карпенко [79], М.М. Івантишин [62], Є.К. Лазаренка та ін. [99] та ін.

І.І. Шафрановський [161] описав кристали топазу з добре вираженими грубоскульптурованими призматичними гранями. На місці головок в них розвинутий суцільний узор конусоподібних фігур розчинення. Ці фігури мають форму веретеноподібних підняття, орієнтованих свою розширену частиною до вершини кристалу. Їхня поверхня нерівна з поздовжньою ребристістю, ускладнена дрібними конусоподібними утвореннями, у поперечному профілі – опукла.

Л.П. Чернишкова [154] на кристалах волинських топазів виділяє грані призм М {110}, 1 {120}, w {041}, у {021}, g {130}, пінакоїдів b {010}, c {001}, дипірамід u {112}, o {111}, i {113}. В роботі наведено коротку кристалографічну характеристику цих граней.

А.А. Карпенко [79] подає опис 15 кристалів волинського топазу. Автором помірно 24 кристали. На них виявлені грані наступних простих форм: у вертикальному поясі – М {110}, 1 {120}, g {130}, m {230}, b {010}; на головках кристалів – f {011}, d {101}, h {103}, у {021}, x {023}, u {112}, o {111}, c {001}. Далі А.А. Карпенко виділяє 10 типів головок. Кожен тип характеризується певним набором форм. Класифікація є надто громіздкою і разом з тим не охоплює всі кристали з камерних пегматитів Волині. Такий підхід до вивчення кристаломорфології є, певною мірою, невіправданим – він приведе до того, що типів буде стільки ж, скільки описаних кристалів.

Графічний матеріал цієї статті не надає жодної уяви про головки кристалів. Опис кристалів є неповним. Навіть поєднуючи опис кристалу з його схемою, неможливо уявити зовнішній вигляд самого кристалу. Приведені зображення кристалів дають уяву лише про грані вертикального поясу. Замість цих схем, краще було б подати ортогональну проекцію. Зображення типів головки кристалу не відповідає правилам накреслення ортогональної проекції.

У монографії Є.К. Лазаренка та ін. [99] подано коротко кристалографічну характеристику топазу. У вертикальному поясі виявленоено грані ромбічних призм М {110} і 1 {120}, які наявні на всіх кристалах, а таюжж m {230}, g {130}, λ {470} і пінакоїда b {010}. На головках кристалів знайдені грані пінакоїда c {001}, ромбічних призм f {011}, X {023}, β {012} і ромбічних дипірамід o {111}, u {112}, f {225}, i {113}, r {121}. Найпоширенішими є грані f {011}, o {111}, u {112}, а також d {101} і у {021}, але їхні розміри помітно коливаються. Описано скульптуру граней, штриховку на гранях призм М {110} і 1 {120}, фігури розчинення. Наведено дві аксонометричні проекції кристалів топазу, які відображають два основні типи кристалів – ільменський та адун-

чілонський. Також зроблено короткий огляд робіт І.І. Шафрановського [161] та А.А. Карпенка [79].

Для кристалів топазу з родовищ колишнього СРСР виділяють [87] три типи кристалів: мурзинський, адун-чілонський та ільменський (рис. 1.1). Подібні проекції кристалів наводяться в науковій праці [13].

Для багатогранників мурзинського типу характерний великий пінакоїд $\{001\}$, що домінує над призмами $\{0k1\}$. Адун-чілонський тип характеризується вузьким або зовсім відсутнім третім пінакоїдом і добре розвиненими гранями призм $\{0k1\}$. На кристалах ільменського типу третій пінакоїд та призми $\{0k1\}$ розвинені однаково добре. Перший тип характерний для родовищ Мурзинка і Алабашка (Урал), другий для родовищ Адун-Чілон і Шерлова Гора (Забайкалля), третій – для Ільменського родовища (Урал).

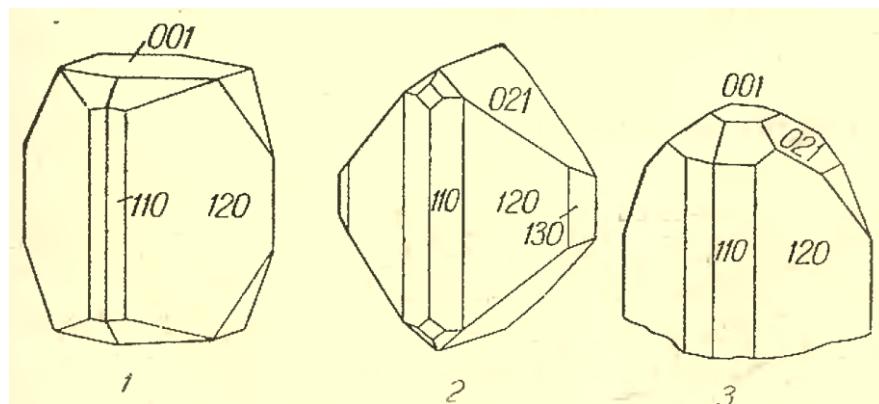


Рис. 1.1 Типи кристалів топазу за [87]

Багатогранники топазу з камерних пегматитів Волині головно належать до ільменського типу, але індивіди адун-чілонського типу зустрічаються досить часто. Кристали коростенського типу [62] відповідають адун-чілонському типу.

Вищевказана класифікація не враховує головок багатогранників топазу утворених гранями дипіраміди. Такі кристали нетипові ні для Волині, ні для родовищ Уралу чи Забайкалля, але трапляються в Бразилії [91].

Кристаломорфологічне дослідження топазів (не лише волинських) розпочалося до відкриття методів рентгеноструктурного аналізу.

Як наслідок, існує дві установки кристалів топазу. Доцільно використовувати рентгенівську установку, в якій одиничною гранню є дипіраміда о {111} з сферичними координатами $\phi = 62^\circ 08'$, $\rho = 63^\circ 54'$, бо саме ця проста форма відтинає на координатних осіх відрізки, пропорційні параметрам елементарної комірки. Оскільки на багатогранниках топазів Уралу, Забайкалья та інших родовищ (аналіз праць М.І. Кокшарова [82] і власні дослідження) частіше проявляється дипіраміда и {112} з сферичними координатами $\phi = 62^\circ 08'$, $\rho = 45^\circ 35'$, в деяких працях саме вона вибирається як одинична грань. Рентгенівську установку ще називають установкою Кокшарова–Гольдшмідта, а іншу – установкою Дана [155]. Формули переходу від однієї установки до іншої наведені в науковій праці [51].

В більшості мінералого-кристалографічних праць [82, 172, 99] прийнято рентгенівську установку, якої дотримуємося і ми. Однак у відомих підручниках Є.К. Лазаренка [87] та А.Г. Бетехтіна [13] використовують установку Дані.

Тому виникає думка, що в деяких наукових працях символи одних граней взяті з рентгенівської установки, а інших – з установки Дані. Проблема ускладняється тим, що символи окремих простих форм співпадають для обох установок. На наш погляд призми, які в роботі Л.П. Чернишкової [154] описані як *w* {041}, *y* {021}, в рентгенівській установці позначаються *y* {021} і *f* {011}, відповідно.

Питання хімічного складу [94, 62], забарвлення [94, 3, 62, 123, 124, 125] і, особливо, генезису [54, 62, 119, 32, 101; 108; 67, 109, 110, 115, 35] волинських самоцвітів розглянуті досить детально.

Щодо топазів камерних пегматитів Волині, то незважаючи на понад столітню історію їхніх досліджень [99], низка важливих питань до нас ще не розглядалася і не вирішувалася. Гоніометричним дослідженням піддавали невелику кількість кристалів, що давало змоги зробити статистичний аналіз. Не наведено достатньої кількості графічного матеріалу (наявні лише дві

аксонометричні проекції кристалів топазу в [99]). Не порівнювали морфологію багатогранників топазу з різних мінералого-структурних зон. Не пов'язували форму індивідів топазу з його кристалічною структурою та умовами утворення.

Волинський берил вперше був описаний Л.Л. Івановим в 1933 р. Пізніше берил досліджували М.М. Івантишин та ін. [62], В.Г. Феклічев [145], З.В. Бартошинський та ін. [10].

З огляду на те, що грані кристалів берилу розчинені і часто не діагностуються, його морфологію описано недостатньо. Кристаломорфологічні дослідження були спрямовані головно на вивчення фігур розчинення і росту. В науковій праці [99] подано досить детальну мінералого-кристалографічну характеристику берилу з камерних пегматитів Волині. На кристалах виявлені наступні прості форми: {10 $\bar{1}$ 0}, {11 $\bar{2}$ 1}, {0001}. Наводяться 5 морфологічних типів багатогранників берилу. Особливо детально описано скульптуру граней, фігури росту і розчинення. Наведено численні фотографії та зарисовки, однак відсутні як ортогональні, так і аксонометричні проекції.

Так само, як і для топазу, низка питань залишилася недослідженими, а саме: в літературі не наведені ні ортогональні, ні аксонометричні проекції кристалів берилу, не порівнюються багатогранники з різних мінералого-структурних зон камерних пегматитів, не розглядаються вплив кристалічної структури та умов утворення на морфологію індивідів тощо.

1. 3. Висновки

Перші кристали топазу в камерних пегматитах Корostenського плутону були знайдені ще в XIX ст. і з тих пір їх ретельно досліджували.

Хімічний склад, забарвлення і, особливо, генезис були вивчені досить детально. Водночас кристаломорфологію було вивчено недостатньо. Не проводили порівняння багатогранників із різних мінералого-структурних зон пегматитів Володарськ-Волинського родовища, гоніометрично не досліджували

достатньо велику для статистичних досліджень кількість кристалів, майже не наводили проекцій багатогранників, не вивчали впливу структурних чинників та умов утворення на кристаломорфологію топазу.

Існують дві установки топазу: рентгенівська, яку ще називають установкою Кокшарова–Гольдшмідта, в якій одиничною гранню є дипіраміда о {111} з сферичними координатами $\phi = 62^\circ 08'$, $\rho = 63^\circ 54'$ та застаріла установка Дана, в якій одинична грань має сферичні координати $\phi = 62^\circ 08'$, $\rho = 45^\circ 35'$, що відповідає и {112} в рентгенівській установці.

Для кристалів топазу з родовищ колишнього СРСР виділяють три типи кристалів: мурзинський, адун-чілонський та ільменський.

Для багатогранників мурзинського типу характерний великий пінакоїд {001}, який домінує на призмами {0kl}. Адун-чілонський тип характеризується вузьким або зовсім відсутнім третім пінакоїдом і добре розвиненими гранями призм {0kl}. На кристалах ільменського типу третій пінакоїд та призми {0kl} розвинені однаково добре.

Історія дослідження берилу камерних пегматитів Волині також тривала. З огляду на те, що грані кристалів берилу розчинені і часто не діагностуються, його морфологію описано недостатньо. Кристаломорфологічні дослідження були спрямовані головно на вивчення фігур розчинення і росту. Як і для топазу, не проводили порівняння багатогранників з різних мінералого-структурних зон, не наводили проекцій кристалів, не досліджували впливу структурних чинників та умов утворення на кристаломорфологію.

РОЗДІЛ 2

МАТЕРІАЛИ ДО ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ РАЙОНУ РОЗВИТКУ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ

Вивчення геології Волині розпочалося з середини XIX ст. і пов'язане з іменами К.П. Феофілактова, Г.О. Осовського, І.В. Мушкетова [99] та ін.

В 1867 р. Г.О. Осовський [117] публікує перші відомості про розсипища гірського кришталю на Волині. Він також дослідив лабрадорити по р. Ірша, які назвав "гіперитами".

В 1896 р. опубліковано працю В.Е. Тарасенка [143], яка відображала результати детальних досліджень в центральній і південно-західній частині plutону по ріках Ірша, Верхня Іршиця, Поромовка та ін. Петрографічне вивчення і хімічні аналізи дали підставу автору виділити серед габроїдів такі різновидності: лабрадорит, олівіновий норит, олівінове габро, олівіновий габронорит, габро-сіеніт, піроксеновий сіеніт, олівіново-піроксеновий сіеніт. Всі ці різновиди він розглядав як результат видозміни однієї і тієї ж габрової магми, яка характеризується переважанням заліза над магнієм.

Планомірне геологічне вивчення району розпочалося на початку 20-х років ХХ ст.

В 1925–1926 рр. виходять дві статті П. М. Чирвінського про основні породи Волині, які за мінеральним складом та іншими особливостями були виділені в самостійну петрографічну провінцію.

З 1926 по 1931 рр. в західній і південній частині plutону проводять триверстову геологічну зйомку.

В 1930 р. І.Ф. Матковський зазначає наявність ксенолітів основних порід габро-анортозитової формaciї в корostenських гранітах і вирішує однозначно питання про вікові взаємовідношення цих порід.

В період 1927–1937 рр. Інститутом Прикладної мінералогії, Українським Геологічним Управлінням проводилися спеціальні і пошукові роботи з

промислової оцінки родовищ лабрадориту – Читинського, Головинського, Сліпчицького та ін.

В післявоєнні роки проводилися повторні обстеження цих родовищ, а також пошукові роботи на облицюувальне каміння в середній течії рік Ірші та Очеретянки. У результаті були виявлені нові родовища лабрадоритів: Синій Камінь, Очеретянське, Гута Добринь та ін.

В 1948 р. О.О. Полканов [126] видає наукову працю, присвячену габро-лабрадоритам Волині. В ній автор розвиває свої погляди, висловлені в раніших наукових працях (1930–1936 рр.), про фази формування плутону, його первинне розшарування тощо. Зроблені ним висновки про будову Володарсько-Волинського габро-анортозитового масиву не втратили свого значення і до цього часу.

До 1950 р. більша частина площині району була покрита геологічною зйомкою масштабу 1:50000 (Г.М. Коровниченко, 1945; М.Т. Vadimov, 1947–1950).

В результаті проведеного комплексного вивчення геологічної будови Корostenського плутону були виявлені численні перспективні ділянки для пошуків титано-цирконових розсипиш, залишкових і корінних родовищ ільменіту, кварцової сировини, будівельних матеріалів та ін.

В 1950 р. М.Т. Vadimov і В.І. Шунько узагальнili результати своїх геологічних робіт у вигляді зведеної геологічної карти масштабу 1:100000. Наведена стратиграфічна схема Корostenського комплексу в загальних рисах не зазнала змін до цього часу.

В 1959–1962 рр. в районі проводили Державну геологічну зйомку масштабу 1:200 000.

На основі проведених праць отримано нові дані про поширення кристалічних порід докембрію, їхню стратиграфію, тектоніку, петрографію.

В зв'язку з необхідністю виявлення нових родовищ кварцової сировини на території Корostenського плутону проводилася геологічна зйомка масштабу

1:50 000 (В.П. Бухарев, 1964–1968 pp.) Житомирською експедицією Міністерства геології України.

З метою підвищення ефективності геологознімальних, пошукових і розвідувальних робіт на Коростенському plutоні з 1951 р. проводяться геофізичні дослідження. До 1956 р. майже весь pluton був покритий магнітометричною зйомкою масштабу 1:50 000 і гравіметричною – масштабу 1:200 000.

В.Б. Сологуб [137] 1962 р. провів дослідні сейсморозвідувальні роботи на plutоні. В районі Володарськ-Волинського пегматитового поля підтверджено наявність під гранітами порід основного складу. Висловлено припущення, що в районі контакту гранітів з габроїдами наявна тектонічно послаблена зона.

В 1964–1965 pp. проведено гравіметричну і магнітометричну зйомку масштабу 1:25000, профільні спостереження градіентометром, а також узагальнено матеріал по всіх проведених раніше в районі дослідженнях (А.В. Стекольникова).

У підсумку складено карти гравітаційного і магнітного полів, уточнено контури поширення Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву і контакти Коростенських гранітів з вмісними породами. В межах масиву виділено нові тіла габроїдів, намічено кілька різновидностей габро-анортозитів. Отримано нові дані про тектоніку району, виділено найбільш чіткі розломи глибинного закладання.

На основі інтерпретації геофізичних даних з'ясовано, що Володарськ-Волинський масив є пластоподібним тілом потужністю 2–4 км, яке підстелене більш легкими породами (гранітами і гнейсо-мігматитами) і полого занурюється під граніти.

Геофізичні матеріали використовують також для вивчення взаємовідношення основних і кислих порід. У межах північної і західної приконтактових зон масиву виділено ділянки пологого занурення основних порід під граніти і ділянки, де відзначається майже вертикальне занурення

контакту. В північно-західній і південно-західній частині масиву граніти полого залягають на основних породах.

2. 1. Короткий геолого-петрографічний нарис

2. 1. 1. Стратиграфія і магматизм

Геоструктурно район досліджень – Володарськ-Волинське пегматитове поле знаходиться в північно-західній частині Українського щита у межах південно-західної частини Коростенського plutону.

Коростенський plutон займає площа біля 12 000 км² і витягнутий в північно-західному напрямку до 150 км, ширина його з півночі на південь – 110 км. Складають plutон три серії порід, які відповідають головним фазам його утворення: породи основного складу (габро, габро-анортозити, лабрадорити, габро-монцоніти), кислого складу (граніти) і гибридні породи.

Основні породи складають два великі масиви (Володарськ-Волинський і Чеповицький) і декілька малих масивів і брил, а також ряд великих і малих ксенолітів в навколишніх гранітах. Кислі породи формують майже 75 % площи plutону. Серед них розрізняють кілька типів: найпоширеніші – коростенські біотитово-роговообманкові рапаківіподібні граніти. Гібридні породи мають обмежене поширення і є продуктом гідротермального перетворення гранітів.

В районі також проявляються породи жильної фази. Більш ранні з них представлені дрібнозернистим гранітами, граніт-порфірами і кварцовими порфірами; більш пізні – діабазовими порфіритами.

Рамою і основою для складного Коростенського plutону є гнейсо-мігматити.

Геологічна будова району характеризується наявністю двох ярусів або поверхів, які різко відрізняються за потужністю, будовою, складом і віком: верхнього – малопотужного (до 20 м), майже суцільного покриву пухких, головно піщано-глинистих осадових утворень мезо-кайнозойського віку, і

нижнього, складеного інструзивними породами протерозойського віку. Верхня зона інtrузивних порід в різній мірі каолінізована і є рештками давньої каолінової кори звітрювання майже повсюдного розвитку і потужністю від сантиметрів до 20–40 м. Каолінізація польових шпатів у верхній частині зони часто буває суцільною, з глибиною вона поступово спадає. Формування кори звітрювання відбувалося у ранньому тріасі–пізній юрі. Склад кори звітрювання залежить від складу материнських порід.

З корою звітрювання основних порід в районі пов'язані залишкові родовища ільменіту, розташовані в долині р. Нижня Іршиця.

Відомі розсипні родовища ільменіту, що співвідносять з різними за віком осадовими відкладами, залягають головно на розмитій поверхні кори звітрювання основних порід. Вони утворилися при перевідкладанні збагачених ільменітом продуктів звітрювання кристалічних порід (Іршанське, Катеринівське, Ішомірське, Верхньоіршанське та ін.). Корінним джерелом при утворенні розсипищ є ільменітвмісні породи габроанортозитової формациї. Промислові розсипища ільменіту знаходяться в межах розвитку цих порід або поблизу них.

Нижче дається характеристика кристалічних порід району, яка знайшла відображення на схематичній геолого-петрографічній карті в послідовності від найбільш давніх до молодих (2)).

Нижній протерозой. Найбільш давніми породами в районі є мігматити кіровоградсько-житомирського комплексу (m PR1 kz), які трапляються у вигляді невеликих ксенолітів в гранітах. Більш поширені мігматити в південно-західній частині району. Це – сірі дрібно- і тонкозернисті породи з добре вираженою смугастістю, зумовленою чергуванням смуг гнейсового і гранітного матеріалу.

До давніх порід також належать пугачовські кварцитоподібні гранітизовані пісковики (q PR1pg), які проявляються у вигляді останців на породах Коростенського комплексу і є реліктами давньої покрівлі плутону, а також у вигляді дрібних ксенолітів серед гранітів і основних порід.

Макроскопічно – це сірі, темносірі і рожево-сірі дрібнозернисті масивні породи. Структура гранобластова, іноді аплітоподібна.

Коростенський інтрузивний комплекс. До його складу входять породи основного, гіbridного і кислого складу.

Основні породи ($v \text{ PR1 ks}$). Основні породи входять до складу габро-анортозитової формації. Проблема утворення габро-анортозитових масивів упродовж багатьох років є актуальною. Існують гіпотези, за якими анортозити утворилися при диференціації звичайної базальтової магми; за іншими гіпотезами допускається існування анортозитової (плагіокласової) магми. Деякі дослідники вважають анортозити метасоматичними або гіbridними утвореннями.

В. П. Бухарєв [21] вважає, що породи габро-анортозитової формації утворилися в різний час. В головну фазу відбувалася кристалізація лейкоократової магми, в результаті чого сформувався великий габро-анартозитовий Володарськ-Волинський масив. В додаткову фазу, уже після консолідації масиву, проходило проникнення меланократових габро-норитових порід тектонічними зонами субмеридіонального простягання. Все це свідчить про диференціацію магматичного розплаву в глибинному вогнищі до проникнення інтрузій у міжформаційний простір.

Отже, в складі габро-анортозитової формації виділяють два фаціальні різновиди: габро-анортозити, анортозити – породи головної фази і габро-норити, габро, норити, габро-перidotити і перidotити – породи додаткової, другої фази.

Габро-анортозити ($u \varsigma \text{ PR1 ks}$). Макроскопічно – це крупнозернисті, гігантозернисті, переважно порфіроподібні породи, неоднорідні за складом і структурою. Колір їхній темно-сірий з нерівномірно-вираженою іризацією. Звичайно іризують великі (до 7–10 см) зерна плагіоклазу, інколи іризація має зональний характер. Колір іризації змінюється від зеленого до синього, фіолетового і малинового.

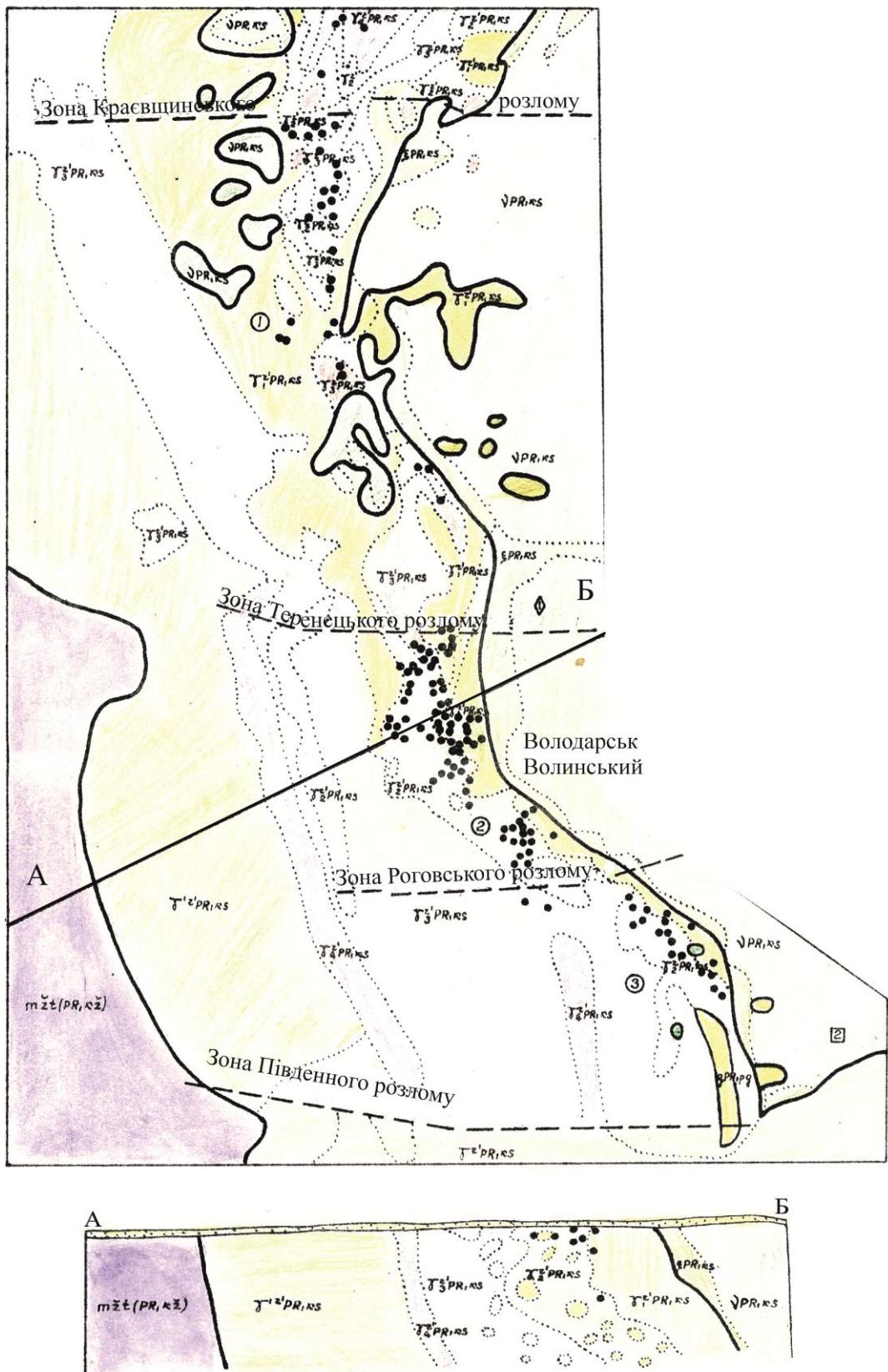


Рис. 2.1 Схематична геолого-петрографічна карта Володарськ-Волинського родовища (геолог 1-ї категорії В.Н. Бурлаков) Умовні позначення до рис. 2.1

	Осадові відклади (на розрізі)
	Пегматити
	Граніти крупнозернисті, рідше середньозернисті порфіровидні
	Граніти порфіровидні змішаних структур
	Граніти порфіровидні дрібно і тонкозернисті з мікропегматитовою (гранофір) структурою основної маси
	Граніти порфіровидні дрібно і середньоовоїдні з дрібнозернистою пойкілопегматитовою структурою основної маси
	Граніти порфіровидні дрібно і середньоовоїдні з дрібнозернистою грануліто-апліто-пойкілопегматитовою структурою основної маси
	Граніти нечітко порфіровидні з аллотриоморно і гіпідіоморфнозернистою структурою основної маси
	Гібридні породи нерозчленовані
	Основні породи нерозчленовані
	Кварицити, кварцитовидні пісковики
	Гнейси, гнейсо-мігматити
	Зони розломів
	Границі між комплексами порід
	Границі різновидів порід
	Лінія розрізу
	Північна частина родовища
	Центральна частина родовища
	Південна частина родовища
	Родовища габро Рудня Шляхова
	Федоровське родовище лабрадоритів

Структура породи гіпідіоморфнозерниста і панідіоморфнозерниста з елементами діабазової.

Ці породи більше як на 70 % складаються з плагіоклазу (лабрадор, андезин-лабрадор). Вміст темно-кольорових мінералів (піроксен, амфібол, олівін) варіє у межах 10–30 %. Іноді породи збагачені рудними мінералами і містять до 10 % ільменіту, а також в незначній кількості сульфіди. Все це зумовлює значне коливання густини (2,71–2,85, інколи до 3,00 г/см³ і більше).

Серед габро-анортозитів спостерігаються різновиди, які майже не містять темно-кольорових мінералів. Це лейкоократові, майже мономінеральні породи – анортозити і лабрадорити, які в більшості випадків характеризуються поступовими переходами до габро-анортозитів, а інколи утворюють невеликі тіла типу шлірів з досить чіткими контактами. В геологічній літературі вживають як синоніми два терміни – анортозит і лабрадорит (відповідно габро-анортозит, габро-лабрадорит), причому останній термін – ширше геологами, які займаються пошуками цього декоративного каменю. В науковій літературі вживають термін анортозит. О.М. Заварицький дає визначення анортозиту як лейкоократової породи плагіоклазу, близького до лабрадору, яка утворює великі масиви.

В дослідженному районі анортозити (лабрадорити) поширені на значній площі, але великих тіл не утворюють. Розміри окремих тіл лише зрідка перевищують 1,0x0,8 км. Лабрадорити (анортозити) є лейкоократовими, майже мономінеральними різновидами габро-анортозитів. Порода рівномірно-, середньо-, крупнозерниста, слабкопорфіроподібна, з вкрапленнями, які досягають кількох сантиметрів. Забарвлення сіре, темно-сіре до чорного. Характерною є алотріоморфнозерниста, пан- або гіпідіоморфнозерниста структура. Вміст лабрадору в породі складає 90–98 %, темнокольорових і рудних мінералів – до 10 %. Іризація лабрадору часто зональна, колір її змінюється від жовтого до зеленого, синього і фіолетового.

Серед лабрадоритів Волині виділяють чотири типи, які відрізняються кольором, структурою, зернистістю, іризацією: головинський, турчинський,

васьковицький і кропивницький. З них лише перші два типи, які мають яскраву іризацію, можуть використовуватися як виробниче каміння.

Головинський тип представлений крупно- і гіантозернистою порфіроподібною іризуval'noю породою від темно-сірого до чорного кольору (Головинське родовище та ін.).

Турчинський тип характеризується середньо- і крупнозернистими, іноді слабопорфіроподібними іризуval'nyimi лабрадоритами сірого і світло-сірого кольору. Іризація досить інтенсивна, яскрава, переважно блакитна і синя (родовища Турчинське, Кам'яна Піч, Ісаковське, Синій Камінь).

Васьковицький тип – лабрадорит середньо- і крупно зернистий, світлосірій, майже білий, без іризації.

Кропивинський тип – лабрадорит середньозернистий, світло-сірий, без іризації.

Габро-норити, габро, норити (у PR 1 ks). Макроскопічно габро-норити, габбро і норити розрізнати важко. Це – дрібнозернисті породи темно-сірого кольору, іколи з золотистим відтінком за рахунок оливково-коричневого олівіну. Темнокольорові і рудні мінерали розподілені в породах рівномірно і формують не менше 25–30 %. Вони представлені олівіном, моноклінним або ромбічним піроксеном, а також амфіболом і біотитом. Їхні кількісні спiввiдношення в породi рiзni, тому склад порiд змiнюються вiд габро до нориту, але в бiльшостi випадкiв в породi наявнi всi цi мiнерали i її доцiльно називати габро-норитом. Плагiоклаз представлений призматичними зернами андезину і лабрадору, розмiри яких 0,5–1,5 см.

Питання про взаємовiдношення крупнозернистих габро-анортозитiв і дрiбнозернистих габро-норитiв тiсно пов'язане з проблемою походження анортозитових масивiв на давнiх докембрiйських щитах.

Фактичний матерiал свiдчить про проникнення габро-норитових порiд в товщу сформованого анортозитового масиву. Як правило, габроїди спiввiдносять з лiнiйновитягнутими зонами, якими пiзнiше проникали тiла гранiтiв i вiдбувалися тектонiчнi змiщення. Контакти дрiбнозернистих габро

норитів з вмісними крупнозернистими породами завжди чіткі, інтузивні. Тіла габро завжди займають певне і закономірно структуроване положення.

Габро-норити поширені головно у краївих частинах масиву. Вздовж всієї західної частини масиву вони прослідковуються у вигляді майже суцільної смуги шириною від 1–2 до 3–4 км упродовж 25 км. В центральній його частині вони складають окремі протяжні лейкоподібні тіла, витягнуті в субмеридіональному напрямку. Густина габро-норитів $2,96\text{--}3,00 \text{ г/см}^3$.

В районі с. Рудня Шляхова по берегах р. Іршиця відслонюються своєрідні порфіроподібні габро. Макроскопічно – це темно сіра порода, в якій серед дрібнозернистої основної маси спостерігаються великі вкрапленники, іноді з оплавленими краями. Okремі вкраплення плагіоклазу досягають розмірів $5\times 3 \text{ см}$. Поширення вкраплень в основній масі досить нерівномірне. За речовинним складом ця порода не відрізняється від описаних вище габро-норитів, але вкраплення більше подібні на зерна плагіоклазу в габро-анортозитах.

В районі відомі родовища габро-норитів – Кам'янобродське, Сліпчицьке, Слободське та ін., габро – Рудня Шляхова.

Гібридні породи нерозчленовані ($\xi_{\text{PR1}} \text{ ks}$). На контакті основних і кислих порід чітко виділяється зона гібридних порід, які за структурою, мінеральним і хімічним складом утворюють два типи: 1) породи, які утворилися внаслідок контактovих змін основних порід (габро-монцоніти, габро-сіеніти, монцоніти); 2) породи, які виникли в результаті зміни гранітів (гранодіорити, граносіеніти, сіеніти).

Мінеральний склад порід не витриманий і залежить від ступеня гібридизації. Гібридні породи першого типу пов'язані поступовими переходами з габро, але відрізняються від них наявністю калієвого польового шпату і більш високою залізистістю фемічних мінералів; піроксени частково заміщені біотитом і роговою обманюю. Це – масивні середньо- і дрібнозернисті породи темносірого кольору. Структура їхня гіпідіоморфнозерниста, місцями габрова, монцонітова. Гібридні породи другого типу за структурно-текстурними

особливостями і мінеральним складом близькі до гранітів. Це – дрібно- і середньозернисті, інколи порфіроподібні, сірі і зеленкувато-сірі породи з гіпідіоморфнозернистою структурою.

Гібридні породи утворюють переривчасту смугу вздовж контакту, а також трапляються на деякій віддалі від контакту серед гранітів і основних порід.

Кислі породи. Граніти (γ_1 PR₁ ks). Гранітоїди Коростенського комплексу відрізняються від гранітоїдів інших комплексів Українського щита рядом зовнішніх ознак і структурно-мінералогічними особливостями: характерним ідіоморфним кварцом темно-сірого кольору, широким розвитком пойкілітової, гранофірової, гранулітової і пегматитової структур, наявністю поряд з біотитом і роговою обманкою олівіну і піроксену, значно підвищеного залізистістю темнокользорових мінералів і значною перевагою калію над натрієм.

Граніти Коростенського комплексу поширені на захід від Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву, де вони оточують його у вигляді широкого (6–12 км) поля.

Граніти належать до рапаківіподібних і мають ознаки гібридизації.

Серед гранітів за мінеральним складом і структурно-текстурними особливостями виділяють кілька різновидів.

Найпоширенішими є лейкохратові рожево-сірі слабко змінені граніти, які утворюють широке поле вздовж контакту з гнейсо-мігматитами. Це рапаківіподібні середньо- і крупноовоїдні біотитово-роговообманкові граніти (γ_1 PR₁ ks) пойкілопегматитової, гіпідіоморфнозернистої, гранулітової структури і порфіроподібні біотитово-роговообманкові, інколи з піроксеном, пойкіло- і апліто-пегматитові граніти (γ_3 PR₁ ks).

Західніше зони гібридних порід розташована підзона гібридизованих порід шириною 1–2 км, представлених гранітами зі своєрідними особливостями структури і складу, з якими співвідносять Володарськ-Волинське поле камерних пегматитів. В цій підзоні виділені два основні різновиди гібридизованих гранітів – (γ_1 PR₁ ks) і (γ_2 PR₁ ks).

γ_1r' PR₁ ks – нечіткопорфіровидні, середньо- і дрібнозернисті з гіпідіоморфно- і алотріоморфнозернистою структурою граніти зеленкувато-сірого кольору. Середній мінеральний склад (%): калієвий польовий шпат – 53,6, плагіоклаз – 18, кварц – 24,1, рогова обманка – 2,3, біотит – 0,4, піроксен – 0,2, олівін – 0,4; акцесорні мінерали – ортит, циркон, флюорит, рудні мінерали.

γ_2r' PR₁ ks – граніти порфіровидні, дрібно- і середньозернисті з гранулітовою, пойкілогранулітовою структурою, зеленкувато-сірі, сірі, рідше рожево-сірі. Середній мінеральний склад (%): калієвий польовий шпат – 53,1, плагіоклаз – 18,2, кварц – 24, рогова обманка – 2,1, біотит – 1,4, піроксен – 0,2, олівін – 0,3; акцесорні мінерали – циркон, ортит, флюорит, рудні мінерали.

Контакти між цими різновидами складні, тому на геолого-Петрографічній карті ці граніти позначені одним індексом. В районі обмежене поширення мають лізниковські біотитові середньозернисті безовоїдні граніти ($\gamma_{1-2}r'$ PR₁ ks). Вони утворюють вузьке, витягнуте в північно-східному напрямку вздовж контакту з габроанортозитами, тіло довжиною 7 км при ширині до 1,8 км. Макроскопічно лізниковські граніти є рожевою, рідше сірувато-рожевою середньозернистою до крупнозернистої неясносмугастою породою з характерними видовженими зернами кварцу. Смугастість прослідковується по субпаралельному поширенню лусок біотиту і орієнтованому розташуванню польових шпатів і кварцу. Мікроструктура гранітів мікроперититова, гранітна, гранулітова і пойкілітова.

Генезис цих гранітів та їхнє місце в стратиграфії Коростенського комплексу не зовсім ясні. Одні дослідники вважають ці породи біотитовою різновидністю рапаківіподібних гранітів, інші відносять до дайкових, більш молодих утворень Коростенського комплексу.

Про дайковий характер лізниковських гранітів свідчить їхнє структурне положення вздовж контакту з габро-анортозитовим масивом. При цьому їх не можна розглядати як будь-які гіbridні породи, оскільки контакт чітко інтрузивний з боку гранітів.

Лізниковські граніти мають високі декоративні якості і широко використовуються.

Перспективними ділянками на виявлення родовищ гранітів типу лізниковського є околиці с. Пекарщина Черняхівського району.

2. 1. 2. Тектоніка

Пегматитове поле розташоване в межах єдиної великої (шириною 10–12 км) зони глибокого закладення, пов’язаної з глибинним регіональним розломом, який контролює формування гранітів Коростенського плутону.

Розломи субмеридіонального і північно-західного напрямку пізніші і ускладнюються появою зсувових рухів.

Найпізнішими є розломи субширотного напрямку. Ці пізні порушення зумовили блокову будову пегматитового поля. В його межах добре прослідковуються три великих субширотних розломи (Краєвщинський, Теренецький, Роговський), які ділять пегматитове поле на чотири тектонічні блоки. В напрямку з півночі на південь блоки мають такі назви – Північний, Дащенський, Вишняківський і Паромовський.

Форма гранітного масиву в межах пегматитового поля в цілому плоска. При ширині масиву в 7–12 км вертикальна потужність його, за даними сейсмічних досліджень, складає 2–4 км.

Вважають, що безпосередній вплив на умови формування пегматитів, на їхнє розміщення, морфологію та інші особливості могли мати тільки порушення раннього етапу субмеридіональних і північно-західних напрямків.

Тектонічні рухи пізнього етапу, які виразилися в утворенні субмеридіональних розломів, лише порушували розривами і зміщеннями раніше сформовану структуру пегматитового поля.

2. 1. 3. Корисні копалини

Корисні копалини району пов'язані з камерними пегматитами і тілами лабрадоритів. З камерних пегматитів видобувають кварц, топаз, берил.

Кварц є головним об'єктом розробки пегматитових тіл. Основну масу кристалів кварцу співвідносять із заноришами. Добре огранені кристали кварцу та їхні уламки занурені тут в пухку або щільну масу, яка складається із зерен кварцу і польових шпатів, з cementovаних опалом, халцедоном, кварцом, глиною. Розміри кристалів різні. В 1945 р. знайдено кристал вагою порядку 10 т. Пізніше знайдені кристали вагою біля 7 т. Звичайні кристали мають розміри 10–30 см по L₃. Обрис кристалів витягнутий, або ізометричний, габітус призматичний, ромбічний. Трапляються паралельні зростки і двійники за бразильськими законами. Забарвлення кварцу різноманітне. В графічній, пегматоїдній, блоковій, кварцовій зонах переважає сірий і молочно-білий кварц. Для кварцу із занорошів характерне димчасте і чорне (моріон) забарвлення. В кристалах забарвлення розподілене зонально. Для великих кристалів із заноришів характерні такі зони (від центру до периферії): стільникового, льодяного, димчастого кварцу і моріону. Волинський кварц має широке застосування: радіотехніка, радіоелектроніка, ювелірна справа, колекційний матеріал тощо.

Топаз проявляється у вигляді добре огранених кристалів і спайних виколок. Розміри кристалів розмаїті. В пегматоїдній, графічній і польово-шpatовій зонах мінерал утворює порівняно невеликі кристали до 5–9 см по осі [001] і 2–4 см вздовж [010]. Великі кристали знайдено у заноришах. Найбільший кристал важив 117 кг. Ступінь прозорості кристалів різноманітний і залежить від тріщин і включень. Габітус більшості кристалів призматичний. За характером забарвлення топази діляться на одноколірні (блакитнуваті або рожевуваті різної інтенсивності) і двохколірні (блакитнувато-рожеві). Топаз – цінний ювелірний та колекційний матеріал.

Берил знаходиться в заноришевій області у вигляді кристалів призматичного габітусу. Найбільший кристал має розміри 130 см по L₆. Колір кристалів змінюється від оливково-зеленого до трав'янисто-зеленого. Дуже рідко трапляється аквамарин. Ступінь прозорості кристалів різний і залежить від наявності дефектів скульптури: поверхні, тріщин, включень тощо. Переважають напівпрозорі кристали, хоча нерідко трапляються і високопрозорі індивіди. Кристали берилу в більшості випадків частково розчинені. Берил використовують в ювелірній промисловості і як колекційний матеріал.

Зразки польових шпатів, слюд, графічного пегматиту використовують для комплектування навчальних колекцій.

В районі поширені виходи лабрадориту.

Зараз лабрадорит видобувається на Федорівському родовищі. Лабрадорит утворює тут однорідний куполовидний масив, який виходить на денну поверхню. Породи темно-сірі, середньо- і крупнозернисті, іризують в зелено-жовтих відтінках. Розміри іризуvalьних кристалів до 25x30 см. Лабрадорит має високі декоративні властивості, відносно легко полірується. З нього отримують блоки значних розмірів (до 8 м).

2. 2. Особливості геологічної будови камерних пегматитів

2. 2. 1. Розташування пегматитових тіл

Пегматити в гранітах Корostenського plutону розподілені нерівномірно.

Першою особливістю розташування пегматитів є співвідношення пегматитоносних зон з ендоконтактовими частинами гранітоїдів, які прилягають до масивів основних порід.

Друга особливість – це співвідносність пегматитів з різновидами гранітів з чітко вираженою дрібнопорфіровою будовою. Крупноовоїдні граніти і рапаківі пегматитів не містять.

Третя особливість полягає в тому, що найбільші пегматити залягають в гранітах, де рогова обманка домінує над іншими темнокольоровими мінералами. В гранітах з перевагою біотиту або піроксену пегматитів немає.

Пегматити в гранітах Коростенського plutону виявлені у Володарськ-Волинському, Ріхтенському, Гута-Потіївському, Пугачовському, Кривотинському та інших районах. За межами цих районів зрідка трапляються пегматитові прояви, їхні групи, окремі пегматитові тіла. Їх співвідносять з контактами двох різновидів гранітів, екзоконтактами дайок, ксенолітами різних порід в гранітоїдах, апікальними частинами аплітовидних гранітів.

В межах Коростенського пегматитового поля камерні пегматити знайдені тільки у Володарськ-Волинському районі. Він являє собою частину ендоконтактової зони гранітного масиву довжиною 22 км і ширину 0,3–1,5 км, що прилягає до західного контакту Волинського габро-лабрадоритового масиву. Але навіть у цьому районі є ділянки, що не містять камерних пегматитів.

Питання поширення продуктивних пегматитів на глибину до кінця не вияснене. Найдетальніше ці закономірності з'ясовані для центральної частини району.

За даними бурових робіт найбільша кількість пегматитів залягає на глибині 40–70 м. Нижче кількість пегматитових тіл зменшується, хоча вони трапляються навіть на глибині 615 м.

В ендоконтактовій зоні пегматити розташовані дуже нерівномірно. Пояснити цю нерівномірність в розташуванні пегматитів допомогли наукові праці Л.С. Криволап. [84].

Очевидні такі закономірності:

1. Пегматити продуктивного типу співвідносять з різновидами гранітів γ_2 і γ_1 , а в гранітах γ_3 проявляються рідко.
2. В межах виходу різновидів γ_2 пегматити розташовані головно в зоні контакту з різновидом γ_1 або в зоні перекриття різновидів γ_1 і γ_2 .

3. Нерівномірність в розташуванні пегматитів є результатом того, що межа між різновидами γ_1 і γ_2 є в ерозійному зоні є дуже складною зоною проникнень γ_1 в γ_2 , ширина якої сотні метрів.

Таке розташування пегматитів зумовлено походженням вмісних порід. Пегматити співвідносять з ендоконтактами гранітного масиву, що переходить в основні породи. В цій зоні поступово змінювався склад гранітів від різновиду γ_1 через γ_2 до γ_3 в напрямку від основних порід до гранітного масиву.

В ендо- і екзоконтактових зонах інтрузії гранітної магми виникли гібридні та гібридизовані породи. Вміст летких компонентів був вищим в ендоконтактовій зоні. Вони понижували в'язкість середовища і температуру кристалізації, внаслідок чого еволюція розплавів тут сповільнювалася. Це призвело до глибокого перетворення порід первинного контакту гранітної магми з основними породами.

Основною причиною утворення гібридних і гібридизованих порід зони контакту є високотемпературна контамінація гранітної магми, а також високий вміст летких компонентів та їхній склад.

Причин високого вмісту летких компонентів в ендоконтактовій зоні інтрузії гранітної магми є кілька. Багато дослідників вважають, що гранітна магма плутону в даному районі сама по собі була збагачена леткими компонентами. Другою причиною є вплив похилого екрану, яким слугували породи покрівлі гранітної інтрузії – габро, габро-норити та ін. Наявність під ендоконтактовою зоною глибинного тріщинного каналу, по якому піднімалася гранітна магма, може бути третьою причиною. Магма, що виходила з тріщинного каналу під шаром екрану, змінювала напрямок свого руху з вертикального на горизонтальний. В результаті диференціація магми відбувалась по-різному. Це можна вважати четвертою причиною підвищеного вмісту летких компонентів.

Внаслідок цих чотирьох причин утворилися сильно гібридизовані породи і велика кількість камерних пегматитів.

Щоб уявити процес формування приконтактової зони та гібридних порід, необхідно встановити, чи належать граніти γ_1 і γ_2 до однієї фази чи ні. Прихильники обох точок зору наводять свої аргументи. Однак жоден з них не заперечує ролі структурних та гібридизувальних факторів на утворення складних ендоконтактових зон в Коростенському плутоні.

Найбільшу концентрацію пегматитових тіл співвідносять із зоною залікованого розлому, яким проникала гранітна магма. Пегматитовий район має зональну будову з переважно північним і північно-західним простяганням. Основність гранітів підвищується з заходу на схід в напрямку до габролабрадоритового масиву. Майже всі особливості геологічної будови району залежать від контакту між кислими і основними інтузивами. Зона найвищої концентрації пегматитів має ширину 2–4 км і паралельна зоні контакту. Камерні пегматити теж розташовані зонально: на сході – великі багатокамерні, в осьовій частині – типові заноришеві, на заході – дрібні тіла.

Форму та просторове положення контакту основних і кислих порід ускладнює широка зона гібридних порід.

На основі даних двох структурних свердловин, пробурених глибше 600 м, можна вважати, що геологічна будова поля на глибину до 700 м практично не змінюється.

Пегматити локалізуються групами, витягнутими вздовж контакту кислих і основних порід. Площа груп – десятки–сотні метрів. Типові камерні пегматити розташовані в центрі груп, а на периферії залягають безкамерні шлірові і жильні тіла.

На захід від гранітів γ_1 розташована широка перехідна підзона, яка характеризується перемежуванням гранітів γ_1 і γ_2 . В цій зоні утворилися пегматитові тіла з добре розвинutoю зональністю та заноришевою областю.

Західніше поширені підзона слабко гібридизованих гранітів γ_2 . Вміст летких компонентів тут був нижчим. Це проявилося у формуванні апліто-пойкілітових і міаролових утворень.

Ще західніше розпочинається область розвитку гранітів γ_3 , збіднена пегматитами.

Тип пегматиту та його особливості залежать головно від кількості пегматитоутворювальних розплавів та їхньої концентрації. Якщо кількість цих розплавів незначна, то еволюція джерела відбувалася швидко і утворювалися малі неповнозональні пегматити. Якщо джерело розплавів було потужним і висококонцентрованим, то процес його еволюції був повільним і утворювалися камерні пегматитові тіла з великим заноришем і зонами гідротермальних змін.

Мінеральний та хімічний склад пегматитів різноманітний. Продукти ранньої стадії (апліти, шліри) близькі до вмісних порід. Пегматити, розвиток яких продовжувався на постмагматичній стадії, більше збагачені кварцом, слюдами та мінералами з леткими компонентами.

В північній частині району, на відміну від ендоконтактової зони південної і центральної частин, розріз більш складний. Нерівномірність поширення пегматитів вздовж ендоконтактової зони зумовлена місцевими особливостями контактової зони. Північний район менше вивчено, ніж південний і центральний.

2. 2. 2. Класифікація пегматитів

Багато дослідників намагалися класифікувати пегматити Володарсько-Волинського поля [55; 101; 42; 128; 147 та ін.].

За класифікацією О.Є. Ферсмана [147] пегматити району відносяться до IV групи топаз-бериллових пегматитів, але їхня будова не відповідає цим пегматитам через наявність камер. Більш близький до пегматитів району XI міароловий тип, але він належить до дрібних утворень.

В класифікації К.О. Власова [22] пегматити району відносять до повнодиференційованих третього типу, якщо не враховувати наявності заноришів, або виділяється особливий V тип. Але ця класифікація стосується

рідкіснометальних пегматитів і було б правильнішим помістити камерні (заноришеві) пегматити на іншу лінію розвитку, як показано на схемі:



За А. І. Гінзбургом і Г. Г. Родіоновим [42] пегматити відносяться до IV групи пегматитів малих глибин, а за П. П. П'ятницьким [128] – до поліфазових.

Більшість відомих класифікацій не дають точної характеристики пегматитам району. Тому необхідна місцева класифікація, яка систематизувала вже нагромаджені знання. Загалом вони є топазо-моріоновими камерними гранітними, які просторово генетично пов’язані із гранітними інтрузіями малих глибин [99]. М. П. Єрмаков [55] поділив пегматити на дві групи за відношенням до вмісних порід. До першої групи відносять шлірові або залишкові пегматити неправильної форми, до другої – ін’єкційні або вижаті пегматити жильної форми, утворені з переміщених розплавів.

Першу групу поділяють на два типи і кілька підтипов.

Перший тип – шліropодібні, неповнозональні пегматити, невеликі за розмірами. Виділяють чотири підтипи.

Підтип 1 А – апліто-пегматоїдні тіла в гранітах, непевної форми і без чітких обрисів.

Підтип 1 Б – пегматитові шліри. Дрібні (сантиметри–десятки сантиметрів) тіла овальної, неправильної і жильної форми.

Підтип 1 В – шліropодібні пегматитові тіла. Неповнозональні тіла з малими заноришами (розміри – перші метри).

Підтип 1 Г – повно- і неповнозональні пегматити, близькі до камерних. Містять кварцові ядра і невеликі занориші. Вони мають ізометричну, неправильну, жилоподібну або видовжену форму. В порожнинах трапляються невеликі кристали кварцу, польових шпатів, слюд.

До другого типу відносять камерні поліональні пегматитові тіла. Серед них виділяють три підтипи.

Підтип 2 А – великі багатокамерні пегматитові тіла з кількома структурними центрами.

Підтип 2 Б – заноришеві однокамерні тіла.

Підтип 2 В – поліональні пегматитові тіла розміром 5–10 м в поперечному перерізі зі слабкими гідротермальними змінами.

До другої групи також відносять жильні пегматити. Їх поділяють на два підтипи.

Підтип 3 А – пегматитові жили в гранітах.

Підтип 3 Б – пегматитові жили в основних породах.

Враховуючи особливості мінерального складу пегматитів, характер постмагматичної мінералізації, склад і агрегатний стан пегматитотвірних флюїдів, послідовність зміни парагенезів, серед заноришевих пегматитів виділили такі різновиди [101]: а) альбітизовані або альбітитові (без істотної акцесорної мінералізації та з акцесорним берилом і топазом); б) мікроклінізовані або мікроклінітові (без істотної акцесорної мінералізації та з акцесорними топазом, сидеритом і флюоритом); в) топазизовані (без істотної акцесорної мінералізації та з акцесорним фенакітом).

Морфологічний обрис пегматитів вивчено добре. Перші спроби узагальнення фактичного матеріалу з морфології пегматитів зроблено А. С. Весельєвим. Залежність продуктивності пегматитів від їхньої форми вивчали В. І. Панченко і В. С. Булгаков [120].

Отже, серед камерних пегматитів виділяють три підтипи: 2 А, 2 Б, 2 В.

До підтипу 2 А відносять пегматитові тіла з кількома структурними центрами. Їхня форма округла, розміри в плані 20–50 м. За розрізами вони типові штоки розміром 40–60 м за вертикальлю. Тіла іншої форми трапляються рідко. Пегматитові тіла цього підтипу переважають в південній частині району.

До підтипу 2 Б відносять пегматити з одним структурним центром і великим заноришем. Їхні розміри 20x20x15 м. За формою вони бувають

ізометричні (2 Бі), лінзовидні (2 Бу), трапляються штокоподібні тіла (2 Бш). Такі тіла поширені в центральній частині пегматитоносної смуги.

До підтипу 2 В відносять невеликі до 10x10x8 м тіла. За формою вони близькі до ізометричних або лінзовидних, рідше мають штокоподібну форму. Тіла підтипу 2 В поширені на заході центральних ділянок і в північній ділянці.

Трапляються пегматитові тіла, які не можна віднести до жодного з типів.

Безкамерні тіла значно поширені в усіх ділянках. Вони супроводжують камерні тіла, а також зустрічаються далеко від груп камерних тіл.

Жильні тіла проявляються як поодинокі утворення в основних породах. В напрямку до кислих порід їхня кількість зростає. Часто жильні тіла разом з безкамерними є зовнішнім ореолом камерних тіл. Це жильні пегматити чистої лінії, їхня потужність до 1-1,5 м, рідше до 3 м, довжина 10-15 м, іноді до 50 м. В основних породах знаходяться жили лінії схрещування.

2. 2. 3. Внутрішня будова пегматитів

В пегматитових тілах I типу переважав розвиток графічної структури. Зрідка трапляються пегматоїдні структури, обособлення кварцу і польового шпату. Вторинні процеси розвинені слабко.

Пегматити II типу утворені графічною, пегматоїдною, польовошпатовою та кварцовою зонами. Часто в них знаходяться невеликі занориши з некондиційним кварцом. Типовими для них є великі розміри кварцового ядра, яке складає 30–40 % об’єму всього тіла. Ядро складене масивним молочно-білим і сірим кварцом. Воно оточене пегматитом пегматоїдної структури або блоковим шпатом. Під ядром розвинені вторинні процеси: окварцевання, флюоритизація, альбітизація. Занориши з некондиційним кварцом поширені в зоні сильно змінених порід.

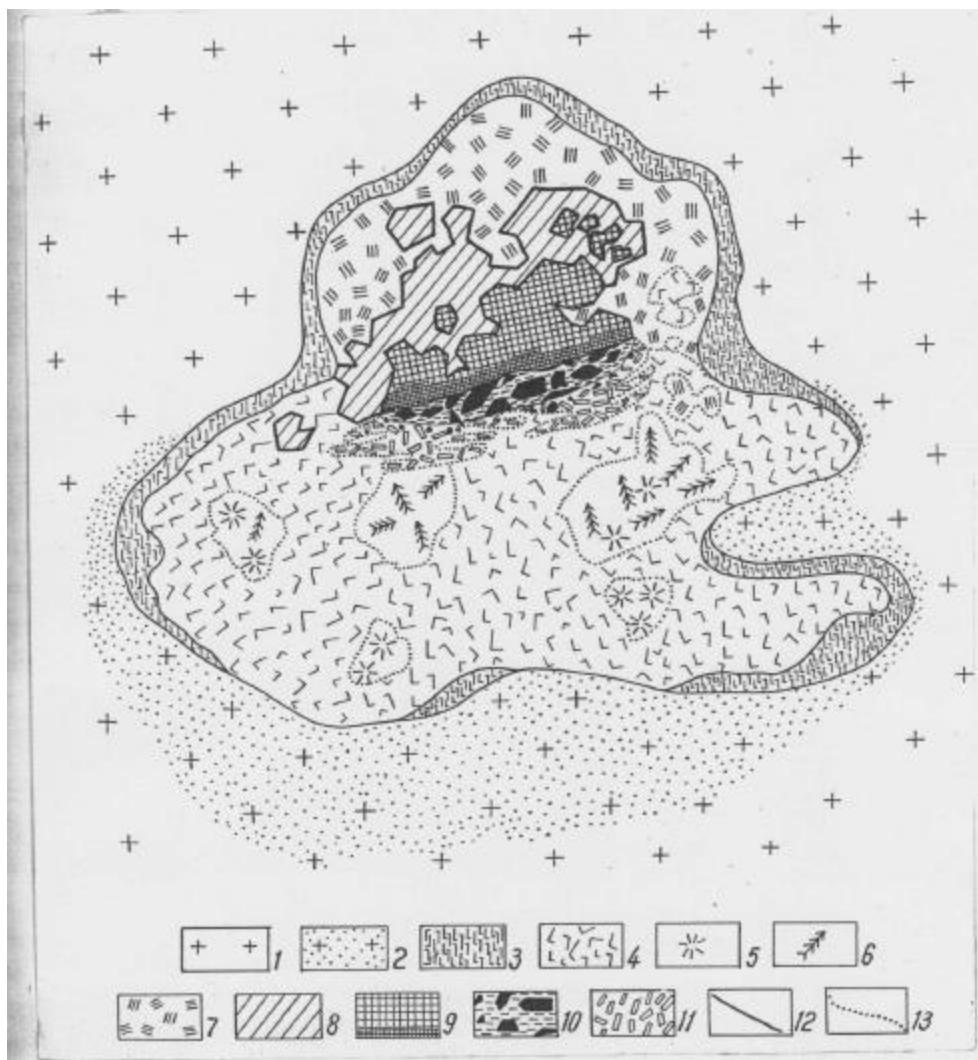


Рис. 2.2 Будова пегматитового тіла камерного типу [99]

Вертикальний розріз.

1 – граніти; 2 – граніти, збагачені фемічними мінералами; 3 – графічний пегматит; 4 – дрібно- і середньозерниста графіка; 5 – радіальна графіка; 6 – скелетна графіка; 7 – пегматоїд; 8 – польовошпатова зона; 9 – кварцова зона; 10 – камера (занориш); 11 – зона вилуговування; 12 – контакти чіткі; 13 – контакти нечіткі.

Пегматити III типу – добре диференційовані камерні тіла. Для них характерна наявність великого заноришування з великими кристалами, зони вилуговування і повної диференціації решти зон. Вони бувають однокамерні і багатокамерні. Будова камерних пегматитів зональна. Зверху вниз зони розташовані в такому порядку: графічна, пегматоїдна, польовошпатова, кварцова, заноришева і зона вилуговування.

Графічна зона складена агрегатом з кварцу, польового шпату і слюди. Кварц і польовий шпат утворюють закономірні зростання. Зрідка в графічній зоні трапляється флюорит. Потужність зони від 0,1–1,0 до 5–7 м.

Пегматоїдна зона розвинена нерівномірно. Часто вона містить релікти графіки. Інколи в пегматоїдній зоні виділення кварцу і польового шпату утворюють блокову зону.

Польовошпатова зона складена великими блоками мікроклін-пертиту. Біля кварцової зони часті кварцові блоки неправильної форми і великі пластини слюди. Потужність зони від 0,5 до 10 метрів.

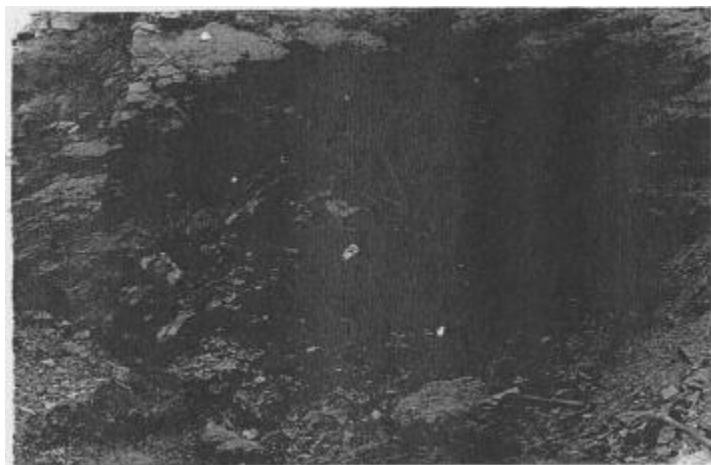


Рис. 2.3 Пегматитове тіло № 312, розкрите каменоломнею [31].

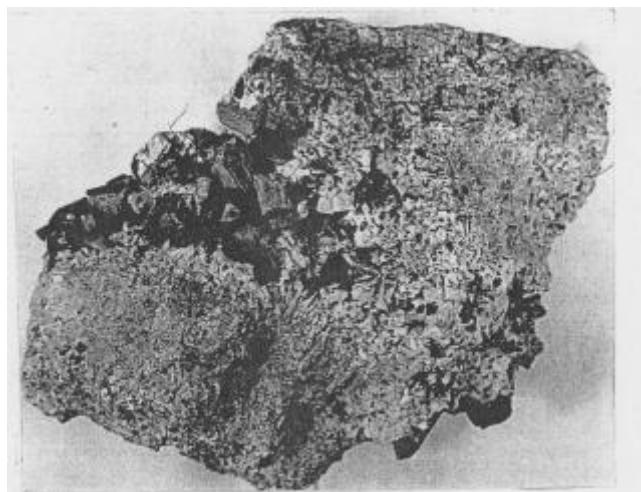


Рис. 2.4 Графічний пегматит з кристалами мікроクлін-пертиту в порожнинах (0,5 нат. вел.) [31].

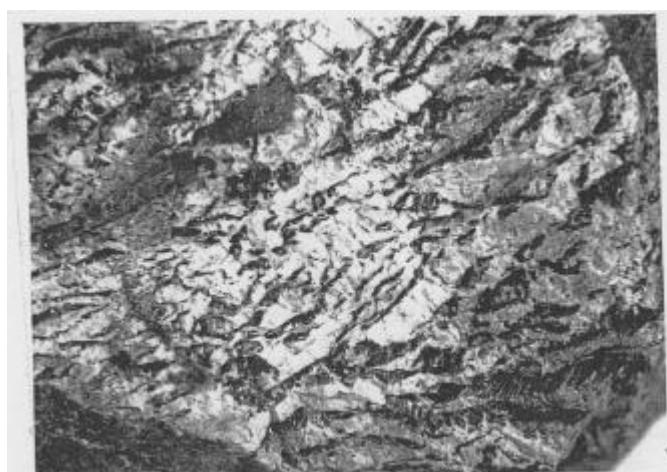


Рис. 2.5 Скелетна графіка (нат. вел.) [31].

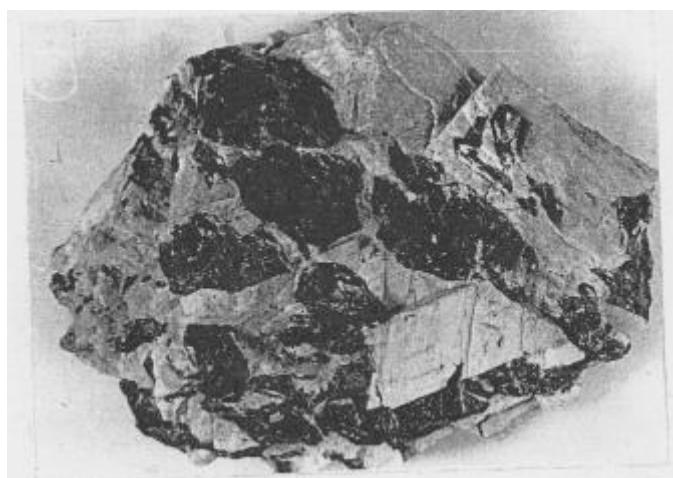


Рис. 2.6 Кварц-польовошпатовий агрегат пегматоїдної структури (нат. вел.) [31].



Рис. 2.7 Кристали мікроклін-пертиту із польово-шпатової зони (0,5 нат. вел.) [31].

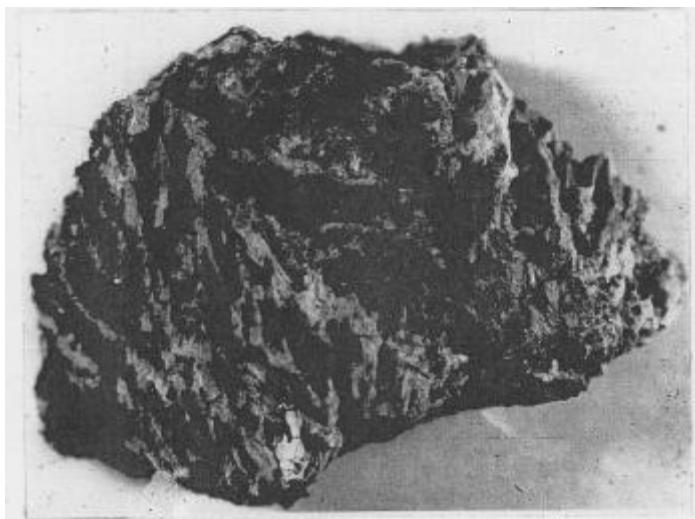


Рис. 2.8 Альбіт із зони вилуговування. х2 [31]



Рис. 2.9 Кристали мікрокліну із занориша (0,3 нат. вел.) [31]



Рис. 2.10 Друза кристалів кварцу, мікрокліну і альбіту із занориша (0,2 нат. вел.) [31]

Кварцова зона (ядро) розташована в центрі пегматитового тіла. Потужність зони від 1 до 15 метрів. Форма зони грибоподібна, неправильна, лінзоподібнана, у верхній частині зони кварц масивний, в нижній – більш тріщинуватий.

Найцікавіші занориші пов’язані з кварцовою зоною лінзоподібної форми середніх розмірів. На верхній кварцовій стінці занориша знаходяться кристали кварцу, які утворюють паралельні зростки і друзи. Рідше трапляються кристали польового шпату. З боків занориша з’являються кристали топазу і слюди. Центральна частина заноришу наповнена уламками кварцу.

Під заноришем розташована зона вилуговування. Вона утворилася внаслідок дії гідротермальних розчинів на графіко-пегматоїдні породи. Мінеральний склад зони вилуговування більш різноманітний, ніж інших зон. Крім реліктових мікроклін-пертиту, слюди і кварцу, тут наявні новоутворені альбіт, гідрослюді, сидерит, флюорит, молібденіт, колумбіт, рутил, пірит та інші мінерали.

2. 3. Висновки

Геологічне та геофізичне вивчення геології Волині почалося з середини XIX століття і мало, головно, геолого-геоморфологічний характер.

У підсумку багатолітніх планомірних геолого-геофізичних досліджень району розвитку камерних пегматитів [99] уточнено контури поширення Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву і гранітів Корostenського plutону, виявлено взаємовідношення основних і кислих порід, отримано нові дані про тектоніку району, виділено найчіткіші розломи глибинного закладення.

Геоструктурно район досліджень – Володарськ-Волинське пегматитове поле знаходиться в північно-західній частині Українського щита у межах Корostenського plutону. Складають plutон три серії порід, які відповідають головним фазам його утворення: породи основного складу (габро, габро-

анортозити, лабрадорити, габро-монционіти), кислого складу (граніти) і гібридні породи [136] як наслідок гідротермального перетворення гранітів. Всі породи належать до утворень раннього протерозою. Кисла магма у процесі їхнього утворення, ймовірно, надходила по Володарськ-Волинському глибинному розлому який за геофізичними даними на глибині може з'єднуватися з Коростенським або Центральним глибинним розломом.

Камерні пегматити Коростенського plutону пов'язані з двома різновидами гранітів: $\gamma 1$ і $\gamma 2$ і розташовані, переважно, на їхньому контакті, де наявними зонами підвищеної флюїдопроникності інтенсивно проходив приплив глибинних флюїдів.

Камерними досліджені пегматити назвав М.П. Єрмаков [55]. Відомі класифікації не дають їхньої точної характеристики. За місцевою класифікацією вони є топазо-моріоновими камерними гранітними пегматитами, які просторово і генетично пов'язані із гранітними інтузіями малих глибин [99].

Вони характеризуються специфічністю будови, багатством і своєрідністю мінерального складу, наявністю великих і прозорих кристалів коштовного каміння. За морфологією і зональністю виділяють три типи пегматитових тіл. В пегматитах тілах I типу переважає розвиток графічної структури. Пегматити II типу утворені графічною, пегматоїдною, польовошпатовою та кварцовою зонами. Типовими для них є великі розміри кварцового ядра, яке складає 30–40 % об'єму всього тіла. Пегматити III типу – повнодиференційовані камерні тіла з кварцом, топазом і берилом. Характерна наявність занориша значних розмірів з великими кристалами цих та інших мінералів, зони вилугування і повної диференціації решти зон. Зональність у будові камерних пегматитів є наступною (зверху вниз): графічна, пегматоїдна, польовошпатова, кварцова, заноришова і зона вилугування.

РОЗДІЛ 3

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ КРИСТАЛОМОРФОЛОГІЇ ТА ГЕНЕЗИСУ ТОПАЗУ І БЕРИЛУ КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТІВ

При виконанні роботи використовували гоніометричний, мікрокристалографічний, рентгенометричний, спектральний, імерсійний і термобарогеохімічний–мінералофлюдований методи дослідження.

При гоніометричних дослідженнях великі індивіди вимірювали прикладним гоніометром, дрібні – на двокружному гоніометрі ГД-1. Було виміряно понад 70 кристалів топазу із заноришів, 12 – із зони вилугування і 4 багатогранники пізньої генерації. Також було виміряно 10 кристалів берилу із заноришів та 12 – із зон вилугування. За матеріалами гоніометричних досліджень будувалися гномостереографічні проекції, на підставі яких викреслювали ортогональні та аксонометричні проекції багатогранників. Всі аксонометричні проекції кристалів топазу і берилу, що побудовані як вручну, так і за допомогою програми Shape, виконані за положенням полюса проекції $\phi = 71,5^\circ$ і $\rho = 80^\circ$. Для визначення ролі граней тих чи інших простих форм в обмеженні індивідів, частоти їхнього прояву, частоти комбінацій, пошуку закономірностей та кореляцій, виділення кристалографічних типів топазу здійснювали статистичні дослідження. Для вияснення причин, які визначили обмеження топазу і берилу, досліджували зв’язок кристаломорфології з структурою мінералів.

Включення мінералоутворюального середовища досліджували в лабораторії термобарогеохімії геологічного факультету Львівського державного університету імені Івана Франка за консультацій доктора геологічних наук **I.B. Попівняка**. Зразки вивчали під бінокуляром і мікроскопом, окремі пластинки з включеннями нагрівали в термокамері конструкції М.П. Єрмакова. Псевдорозплавні включення досліджували під керівництвом І.Т. Бакуменка і нагрівали в термокамері його конструкції.

3. 1. Гоніометрія

Для дослідження кристаломорфології необхідна індексація граней мінерального індивіду. Кути, які використовуються для розрахунку символів граней кристалів, вимірюють за допомогою спеціальних приладів – гоніометрів [149]. Якщо багатогранники сягають значних розмірів, що типово для топазів і берилів Волині, то доцільно застосовувати одноколовий метод, за допомогою якого визначають двохгранні кути кристала. Кути вимірюють прикладним гоніометром, вперше застосованим Роме Делілем. Першу модель прикладного гоніометра було розроблено Каанджо у вигляді колового транспортира з двома з'ємними лінійками (рис. 3.1). Такий гоніометр можна сконструювати самостійно із товстого картону. Для того, щоб результати вимірювання кута відповідали дійсності, ребро, за яким вимірюється кут, повинно бути перпендикулярним до площини гоніометра [149]. Якщо кристал знаходиться у породі і з тих чи інших причин його неможливо виокремити, то доцільно скористатися з'ємними лінійками [163].

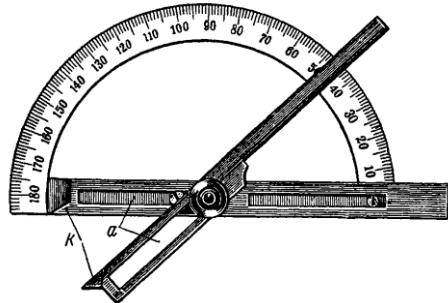


Рис. 3.1 Прикладний гоніометр [163]

Кути між гранями кристалів топазу і берилу були взяті з наукової праці [155] (т. 3, вип. 1 – топаз; т. 3, вип. 2 – берил). Ця інформація подана в наступних таблицях.

Табл. 3.1

Кути між основними гранями топазу за [155]

ММ (110) : (1 $\bar{1}$ 0) = 55°44'	oM (111) : (110) = 26°06'	dM (101) : (110) = 39°21'
ff (011) : (0 $\bar{1}$ 1) = 87 18	fM (011) : (110) = 71 11	ul (112) : (120) = 47 26
yy (021) : (0 $\bar{2}$ 1) = 55 20	fl (011) : (120) = 59 57	oo (111) : (1 $\bar{1}$ 1) = 49 38
dd (101) : (1 $\bar{0}$ 1) = 122 00	yl (021) : (120) = 49 57	uu (112) : (1 $\bar{1}$ 2) = 78 20

Більше інформації за кутами між гранями подається у праці [172]. За потреби кути можна розрахувати за такою формулою, використовуючи сферичні координати граней:

$$\cos \alpha (1.2) = \cos \rho_1 \cos \rho_2 + \sin \rho_1 \sin \rho_2 \cos(\varphi_1 - \varphi_2) \quad [163]$$

Аналогічні матеріали використовували для берилу (табл. 3.2).

Табл. 3.2

Кути між основними гранями берилу за [155]

cp (0001) : (10 $\bar{1}$ 1) = 29°57'	pp (10 $\bar{1}$ 1) : (01 $\bar{1}$ 1) = 28°54'	mv (10 $\bar{1}$ 0) : (21 $\bar{3}$ 1) = 37°49'
mi (10 $\bar{1}$ 0) : (21 $\bar{3}$ 0) = 19 06	uu (20 $\bar{2}$ 1) : (02 $\bar{2}$ 1) = 44 22	ms (10 $\bar{1}$ 0) : (11 $\bar{2}$ 1) = 52 17
ii (21 $\bar{3}$ 0) : (31 $\bar{2}$ 0) = 38 12	oo (11 $\bar{2}$ 2) : (2 $\bar{1}$ 12) = 25 48	ap (11 $\bar{2}$ 0) : (10 $\bar{1}$ 1) = 64 23
$\pi\pi$ (10 $\bar{1}$ 2) : (01 $\bar{1}$ 2) = 15 54	ss (11 $\bar{2}$ 1) : (2 $\bar{1}$ 11) = 41 21	nn (31 $\bar{4}$ 1) : (13 $\bar{4}$ 1) = 28 56
rr (30 $\bar{3}$ 2) : (03 $\bar{3}$ 2) = 38 10	mn (10 $\bar{1}$ 0) : (31 $\bar{4}$ 1) = 29 00	vv (21 $\bar{3}$ 1) : (12 $\bar{3}$ 1) = 18 11

Для дослідження дрібних багатогранників використовують двоколові гоніометри, що дають змогу вимірювати сферичні координати граней.

Найпоширенішою моделлю таких приладів є гоніометр ГД-1 (рис. 3.2), на якому здійснювалися вимірювання кристалів.

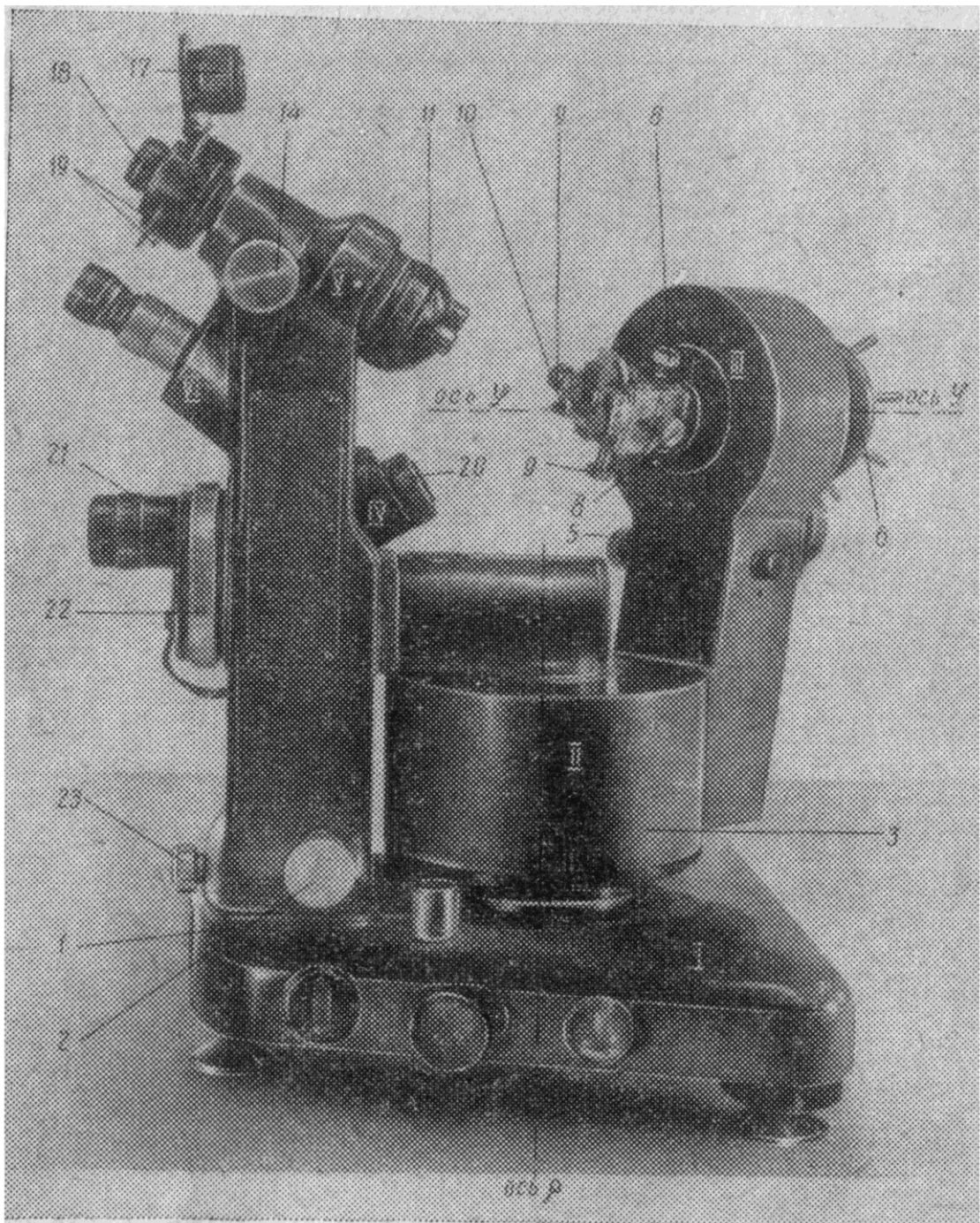


Рис. 3.2 Двоколовий гоніометр ГД-1 [19]

Методику вимірювання кристалів на двоколових гоніометрах подано у праці [19]. На гоніометр ГД-1 на гоніометричній головці (ІІІ) закріплюють кристал. На нього з освітлювача (ІV) спрямовують промінь світла, який при відбитті від кристала може потрапити в трубу для спостереження. Це

відбувається, якщо одна із граней кристала відіграє роль дзеркала, симетрично розташованого відносно освітлювача і труби спостереження. Будова гоніометра дає змогу будь-яку грань поставити у відповідне положення. На спеціальних лімбах беруть відліки кутів, які і є сферичними координатами.

Оптимальний розмір кристалів, які вимірюють на гоніометрі, становить 1–3 мм, хоч можна досліджувати багатогранники і понад 1 см. Кристали прикріплювали до гоніометра за допомогою пластиліну. Перед вимірюванням необхідно провести центрування і юстування приладу. Індивіди топазу юстували за гранями поясу [001]. Мета юстування – сумістити вісь зони з віссю φ гоніометра.

Для цього необхідно:

1. Повернути кристалоносець в отворі гоніометричної головки так, щоб одна з граней відповідної зони виявилася перпендикулярно до одного з юстувальних гвинтів.

2. Відцентрувати кристал.

3. Повертати гоніометричну головку так, щоб вісь φ гоніометра стала перпендикулярна до бісектриси кута між освітлювачем і трубою спостереження. На відюстованому кристалі всі грані одної зони повинні пройти положення максимального блиску. Це досягається поворотами гоніометричної головки та юстувальних гвинтів.

4. Точне юстування проводять при переміщенні труби спостереження на телескопічну систему для спостереження не відблисків, а сигналів від граней (точка, хрест і т. п.). Достатньо відюстувати три грані будь-якої зони.

5. Після юстування уточнюють центрування.

Для вимірювання сферичних координат необхідно поворотами навколо осей φ і ρ поставити грань у положення відблиску. Далі перевести трубу спостереження в телескопічний режим і за допомогою мікрометренних гвинтів осей φ і ρ сумістити сигнал від грані з хрестом ниток. При добром сигналі зручно користуватися хрестом, поганому – точкою. При дуже поганих гранях відліки беруть не за сигналом, а за відблиском.

Далі проводять опрацювання результатів вимірювань: приведення координат ϕ до одного початкового меридіану за методикою В. В. ДолівоДобровольського, доповненою М. О. Аншелесом. Наступний крок – приведення координат до елементарного сектору [19]. У випадку топазу і берилу задача полегшується тим, що сферичні координати граней відомі та опубліковані, і тому не було потреби будувати проекцію зведеного кристала.

Сферичні координати граней для кристалів топазу і берилу взяті із довідника мінералів [155].

Табл. 3.3

Сферичні координати основних граней топазу [155]

	hkl	ϕ	ρ		hkl	ϕ	ρ
c	001	-	0°00'	y	021	0°00'	62°20'
b	010	0°00'	90 00	h	103	90 00	31 02
a	100	90 00	90 00	p	102	90 00	42 04
g	130	32 14	90 00	d	101	90 00	61 00
l	120	43 25	90 00	i	113	62 08	34 14
m	230	51 35	90 00	u	112	62 08	45 35
M	110	62 08	90 00	o	111	62 08	63 54
N	210	75 12	90 00	χ	123	43 25	41 12
β	012	0 00	25 30	v	122	43 25	52 42
f	011	0 00	43 39	α	214	75 12	43 01
K	032	0 00	55 03				

Табл. 3.4

Сферичні координати основних граней берилу [155]

	hkil	ϕ	ρ		hkil	ϕ	ρ		hkil	ϕ	ρ
c	0001	-	0°00'	p	10 $\bar{1}$ 1	60°00'	29°57'	d	33 $\bar{6}$ 4	30°00'	36°49'
m	10 $\bar{1}$ 0	60°00'	90 00	r	30 $\bar{3}$ 2	60 00	40 50	s	11 $\bar{2}$ 1	30 00	44 56
a	11 $\bar{2}$ 0	30 00	90 00	u	20 $\bar{2}$ 1	60 00	49 03	f	33 $\bar{6}$ 1	30 00	71 32
s	51 $\bar{6}$ 0	51 03	90 00	v	30 $\bar{3}$ 1	60 00	59 51	n	31 $\bar{4}$ 1	46 06	64 18
i	21 $\bar{3}$ 0	40 54	90 00	t	40 $\bar{4}$ 1	60 00	66 32	Δ	21 $\bar{3}$ 3	40 54	26 56
τ	20 $\bar{2}$ 5	60 00	12 58	σ	10 $\bar{2}$ 3	30 00	18 24	z	42 $\bar{6}$ 3	40 54	45 28
π	10 $\bar{1}$ 2	0 00	16 04		10 $\bar{2}$ 2	30 00	26 31		21 $\bar{3}$ 1	40 54	56 44

Розрахувати сферичні координати граней за символами можна користуючись такими формулами.

Ромбічна сингонія (топаз):

$$\operatorname{ctg} \varphi_x = \frac{ak}{h},$$

$$\operatorname{ctg} \rho_x = \frac{l}{h} \sin \varphi_x \frac{\operatorname{ctg} \rho_e}{\sin \phi_e},$$

$$\operatorname{tg} \rho_x = c \frac{k}{l} \times \frac{1}{\cos \phi_x};$$

Гексагональна сингонія (берил):

$$\operatorname{ctg} \varphi_x = 0,5774 \frac{h+2k}{h},$$

$$\operatorname{tg} \rho_x = 1,548c \times \frac{\sqrt{h^2 + k^2 + l^2}}{l},$$

де φ_x і ρ_x – сферичні координати грані, ρ_e і ϕ_e – координати одиничної грані, h, k, l – символи грані, a, b, c , – параметри елементарної комірки [19].

Методику креслення кристалів, зокрема: виконання ортогональних та аксонометричних проекцій подано в праці [19]. З появою і розвитком комп’ютерної техніки креслення кристалів стало простішим. Для побудови як ортогональних, так і аксонометричних проекцій, а також креслення двійників і зростків доцільно скористатися програмою Shape (безкоштовною DOS-версією, або демо-версією для Windows).

Варто зазначити, що для креслення реальних кристалів у програмі доцільно вибирати моноедричний вид симетрії, оскільки реальні багатогранники завжди триклінні. Незважаючи на це, у програмі необхідно вказувати реальні параметри комірки мінералу.

3. 2. Аналіз впливу структурних чинників на кристаломорфологію

Як відомо, зовнішня форма кристалів зумовлена їхньою кристалічною структурою та впливом навколоишнього середовища. Вплив структури має вирішальну роль в огранці кристалу, водночас як умови утворення мають менш важливе значення. Однак не варто забувати, що сама кристалічна структура веде себе в різний спосіб у різних умовах [158]. Спотворення обрису та габітусу кристалів, неоднорідний розвиток граней тієї самої простої форми, різноманітні фігури росту можуть слугувати індикаторами умов утворення мінералів [159], появя нетипових простих форм також може надавати цінну генетичну інформацію, тому завданням структурних підходів є визначення морфологічно важливих граней, що будуть фіксуватися за будь-яких умов.

3. 2. 1. Вплив ретикулярної густини

О. Браве – вчений, який створив теорію градчастої будови кристалів і вивів чотирнадцять трансляційних градок намагався теоретично обґрунтувати появу граней на кристалах. Сучасна кристалографія і досі частково опирається на закон Браве, який звучить таким чином: «Можливість появи і розвитку кожної раціональної грані повинна бути принаймні частково пропорційна густині її сітки.» [167]. Для визначення густин плоских сіток можна скористатися таблицями О. Аншелеса [158]. З появою табличних редакторів таких як Mc Excel або Open Office Calc, ретикулярну густину зручно розраховувати за формулою площі елементарного паралелограма:

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

[158], 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 густини плоских сіток. Варто пам'ятати, що цю формулу застосовують лише для примітивної (не центрованої) решітки. Просторова група топазу $D^{16}2h=Pbm$ та параметри елементарної комірки (\AA) $a=4,64$; $b=8.78$; $c=8.37$ [17], дають змогу застосовувати згадану вище формулу.

Для топазу ця формула матиме такий вигляд:

$$S^2_{hkl}=h^2S^2_{100}+k^2S^2_{010}+l^2S^2_{001}$$

Просторова група берилу $D^26h = P6/mcc$, $a = 9,19 \text{ \AA}$, $c = 9,19 \text{ \AA}$, $Z=2$ [17].

Символ Р означає примітивну (отже не центровану) решітку, що дає змогу використати згадану вище формулу.

Враховуючи згадані вище параметри елементарної комірки берилу (кути для гексагональної сингонії $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$ [127]), формула для розрахунку ретикулярної густини матиме такий вигляд:

$$S^2_{hkl}=h^2S^2_{100}+k^2S^2_{010}+l^2S^2_{001}+2(hkS_{100}S_{010}\cos\gamma)$$

І. Д. Х. Донней та Д. Харкер [168] запропонували розширити закон Браве, враховуючи гвинтові осі та площини ковзаючого відбиття у структурі кристала. Такі елементи симетрії понижують ретикулярну густину в 2 і більше разів (площини в 2 рази, 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) решітки при умові відсутності гвинтових осей і площин ковзного відбиття в просторовій групі. Вплив центрування решітки, дія гвинтових осей і площин ковзного відбиття приводить до заміни в формулі S індексів грані індексами, помноженими в кілька разів» [168].

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

$$d^2_{hkl}=\frac{1}{(\frac{h}{a})^2+(\frac{k}{b})^2+(\frac{l}{c})^2} \text{ для топазу,}$$

$$\frac{1}{d^2} = \frac{4}{3} \left(\frac{h^2 + hk + k^2}{a^2} \right) + \frac{l^2}{c^2} \text{ для берилу [15].}$$

3. 2. 2. Вплив симетрії грані

Ще одну методику визначення морфологічної важливості граней було запропоновано І.І. Шафрановським [162]. Згідно із згаданою вище методикою величина нескінченної площинної симетрії грані також впливає на морфологію кристалів – грані з вищою величиною симетрії часто є габітусними. Визначаючи величину симетрії грані, необхідно враховувати гвинтові осі симетрії та площини ковзаючого відбиття. Наприклад, у топазу величина симетрії пінакоїдів становить не 4, а 2.

3. 2. 3. Вплив періодичних ланцюгів сильного зв'язку (PBC-векторів)

Тоді, коли дві описані вище методики визначення морфологічної важливості граней кристалу розглядають лише загальні геометричні одиниці, то П. Хартман та В. Пердок [152; 171] вважають, що головну роль у зв'язку морфології і структури повинні відігравати не грані, а напрямки. Відповідно найважливіші зони в кристалах пов'язані з ланцюгами найсильнішого зв'язку між структурними одиницями. Такі ланцюги позначають PBC (periodic bond chain). PBC-вектори повинні бути неперервними у структурі мінералу. Чим більший ланцюг до прямої лінії, тим сильніше він впливає на кристаломорфологію. Так лінійні PBC в галіті важливіші, ніж площинні у флюориті. Трьохвимірні зигзагоподібні ланцюги у топазі і берилі мають ще менше значення, проте їх необхідно враховувати.

Всі грані у мінеральних індивідах поділяють на три групи: F-грані (від англ. flat – плоский), S-грані (від англ. stepped – східчасті) і K-грані (від англ. kinked – вузловаті). Вважається, що грані паралельні двом і більше ланцюгам сильного зв'язку ростуть шарами і називаються F-гранями, грані, паралельні одному ланцюгу або PBC-вектору, називають S-грані, а не паралельні жодному

– К-грані. Найважливішими є F-грані, а найменш важливими – К-грані [152]. Варто пам'ятати, що істинними F-гранями є не всі, паралельні двом чи більше РВС-векторам, а лише ті, в яких ланцюги сильного зв'язку з'єднані в межах d_{hkl} .

Для визначення РВС-векторів нами були побудовані проекції на грані топазу {100}, {010}, {001} та грані берилу {0001} і {11 $\bar{2}$ 0}.

3. 3. Статистичні методи

Статистичні методи застосовують для пошуку закономірностей при достатній кількості фактичного матеріалу. В зв'язку з цим статистичні дослідження проводили лише для топазу, оскільки морфологія цього мінералу різноманітніша і фактичного матеріалу отримано більше. Для статистичного опрацювання гоніометричних досліджень топазу використовували розрахунки загальної частоти простих форм, частоти з урахуванням відносних розмірів та комбінаційної стійкості. Подібні дослідження проводили для багатогранників кальциту із Штрамберка (Словаччина) [174]. При статистичних дослідженнях використовували програми SPSS Statistics 17.0 і Mc Excel.

З метою виявлення залежності морфології кристалів від їхнього розміру виконували розрахунок частоти кожної простої форми окремо на великих, середніх та дрібних багатогранниках, а також розподіл простих форм між індивідами різних розмірів шляхом кростабуляції (Crosstabs).

Розрахунки здійснювали на базі гоніометричного дослідження понад 70-и індивідів і зростків топазу.

3. 3. 1. Кластерний аналіз

Мета кластерного аналізу – організувати дані, які спостерігаються, в наглядні структури. При кластерному (як і факторному) аналізі кластери (сегменти, категорії), на які слід розбити виборку, наперед не відомі [141].

Завданням статистичного аналізу в даному випадку буде не лише формування максимально однорідних сегментів, але і виділення кластерів, по яких робитиметься сегментація. В результаті кластерного аналізу за допомогою заздалегідь заданих змінних формують групи спостережень. Під спостереженнями тут розуміються будь-які інші об'єкти, в даному випадку кристали. Члени однієї групи (одного кластера) повинні мати подібні прояви змінних, а члени різних груп – різні.

В ієрархічних методах кожне спостереження утворює спочатку свій окремий кластер. На першому кроці два сусідні кластери об'єднують в один; цей процес може тривати доти, поки не залишиться лише два кластери. У методі, який попередньо закріплений в SPSS Statistics 17.0 (Between groups linkage (Зв'язок між групами)), відстань між кластерами є середнім значенням усіх відстаней між усіма можливими парами точок з обох кластерів. Виділення типів (кластерів) головок кристалів топазу проводилося саме цим методом при активованій послідовності злиття (Agglomeration schedule) і закріпленному z-перетворенні (z-scores), оскільки саме цей спосіб дав оптимальні результати.

Кластерний аналіз виконували, виходячи з положень, що форму головки кристалу визначають відносний розвиток пінакоїда с {001}, призм {0k1} та дипірамід {111}, (переважно о {111} і u {112}). Тому саме відносні розміри цих простих форм були взяті за змінні. За спостереження бралося поле «№ кристала». Цікаві результати можна було б одержати, ввівши параметр «видовження», але оскільки від багатьох багатогранників були збережені лише головки, від даного параметра довелося відмовитися.

3. 4. Методи термобарогеохімії–мінералофлюїдології

Використовувалися такі методичні підходи [68] як попередні макро- і мікроскопічні дослідження кристалів, фізико-хімічне вивчення включень та аналіз умов мінералогенезу, визначення хімічного складу летких компонентів флюїдних включень.

Попереднє макроскопічне вивчення охоплює відбір типових зразків, аналіз структурних і текстурних особливостей з позицій зональності та онтогенічних співвідношень мінералів для виявлення вікової послідовності їх утворення. Враховуючи сказане вище визначали орієнтовані напрямки для виготовлення плоскопаралельних препаратів із кристалів або їх штуфових уламків.

Етап *мікроскопічних досліджень* дає можливість розглянути питання кристалогенезу включень тобто їх генетичного типу, генетичної інформативності ознак трансформації включень тощо, та агрегатного стану середовища на певних етапах процесу за включеннями гомогенного і гетерогенного походження. Відповідальні операції супроводяться необхідними аналітичними визначеннями.

Термодинамічні параметри мінералоутворюального процесу визначали за особливостями сингенних родин включень, типом і температурою гомогенізації [74]. Температуру гомогенізації включень та їх агрегатний стан визначали при допомозі термометричної камери конструкції [66] чи [56], а також І.Т. Бакуменка. Тиск у включеннях розраховували за методиками [66, 48].

При незначних розмірах флюїдних включень, тобто менше 10 мкм, для наближеного визначення температури процесу та його температурних стадій застосовувався *метод вакуумного декрептометричного аналізу* тобто *метод декрепітації* [122]. Загалом цей метод при визначенні температури флюїдного середовища кристалізації мінералів дає похибку, яку не вдається оцінити, тому потребує перевірки методом гомогенізації, хоча з порівняльною метою для одного і того ж мінералу може бути, ймовірно, прийнятним [56].

Також нами методом мас-спектрометрочного хімічного аналізу визначався склад летких компонентів флюїдних включень [76, 73, 74].

Власне газова фаза індивідуальних включень визначалася на часопролітному мас-спектрометрі МСХ-3А, де наявні системи напускання газу, датчик мас-аналізатора та системи реєстрації, що дає змогу ідентифікувати гази з молекулярною масою 1–200 од.

У високому вакуумі ($4 \cdot 10^{-5}$ Па) в спеціально сконструйованому пристрої побєдітовою голкою розкривали окремі включення і газ, що вивільнювався, надходив в іонізаційний простір датчика мас-спектрометра. Тут при перепадах тиску від $4 \cdot 10^{-5}$ до $1,33 \cdot 10^{-2}$ Па, необхідних для отримання достовірних даних, атоми досліджуваної суміші газів іонізуються, в трубці дрейфу розділяються і на екрані електронно-променевої трубки вимальовується мас-спектр аналізованого газу, що фіксується на фотоплівці та розшифровується. Вдавалося аналізувати окремі включения розміром 50–70 мкм і менше.

Аналіз летких компонентів включень у мінералах мас-спектрометричним хімічним методом дає змогу одержати оптимальну інформацію про їхній склад. При “холодному” подрібненні проби у вакуумі виключається утворення нових сполук в результаті взаємодії газів під час нагрівання залежно від температури і часу прогріву, саме оригінальність сконструйованої вакуумної системи напускання газів із включень зводить до мінімуму утворення вторинного водню за рахунок деформації металу ступки і процесів дисоціації води.

Визначалися також відносні газонасиченість ΔP , Па – приріст тиску у напускній системі мас-спектрометра (відносно залишкового тиску у ній порядку $1 \cdot 10^{-3}$ Па), який створюється у результаті вивільнення летких компонентів (без врахування пари води, сорбованої на P_2O_5 , поміщеному в напускну систему) із включень та закритих пор при подрібненні проби і може бути порівняльною величиною для однакових наважок і водонасиченість C_{H_2O} , об. % – відсотковий вміст пари води, яку сорбували на P_2O_5 , поміщеному в напускну систему, у загальному об’ємі вивільнених летких компонентів.

3. 5. Висновки

Основним методом, який використовувався при дослідженні кристалів, була гоніометрія. Всього було проміряно понад 90 багатогранників топазу і 22 індивіди берилу. Великі кристали досліджувалися за допомогою прикладного гоніометра, дрібні – гоніометра ГД-1. Кути між гранями та сферичні координати простих форм були взяті з довідника мінералів [155].

За матеріалами гоніометричних вимірювань побудовано гномостереографічні проекції, за якими викреслювали ортогональні та аксонометричні проекції кристалів. Для креслення використовувалася програма Shape. Всі аксонометричні проекції кристалів топазу і берилу, побудовані як вручну, так і за допомогою програми Shape, виконані за розташуванням полюса проекції $\phi = 71,5^\circ$ і $\rho = 80^\circ$.

Результати гоніометричних досліджень кристалів топазу піддавалися статистичному опрацюванню. Досліджували загальну частоту наявності граней, частоту наявності з урахуванням комбінаційної стійкості та відносного їх розміру, залежність морфології індивідів від їхніх розмірів. З метою виділення морфологічних типів кристалів топазу застосовувався кластерний аналіз.

Для пояснення морфології топазу і берилу проводився аналіз їхньої кристалічної структури. Розраховувалася ретикулярна густина плоских сіток граней, досліджувалися РВС-вектори і виділялися F (S, K)-грані, проводилися паралелі між симетрією грані та морфологією кристалів.

Фізичні властивості топазу і берилу (показники заломлення, $2V$, густина, твердість) не відрізняються від описаних в літературі.

Можливості імерсійного методу не дали зможи встановити різницю показників заломлення різnobарвних кристалів топазу.

Дослідження включень мінералоутворюального середовища проводили методами термометричного і мас-спектрометричного хімічного аналізів. Вони підтвердили літературну інформацію про утворення топазу в 2-й кислотний період післяінверсійної стадії пегматитового процесу з надкритичних розчинів і спростували наявні матеріали щодо утворення топазу з розплаву.

РОЗДІЛ 4

МІНЕРАЛОГО-КРИСТАЛОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТОПАЗУ

Об'єктом дослідження слугували кристали топазу з різних мінералого-структурних зон пегматитових тіл, зібрані під час проходження польових робіт, зразки з музею АО «Кварцсамоцвіти», мінералогічного музею Львівського університету, приватних колекцій. Величина кристалів коливається у широких межах – від кількох грамів до кількох десятків кілограмів.

Нижче подано опис кристалів та їхні ортогональні та аксонометричні проекції.

4. 1. Опис кристалів топазу

Оскільки кристали із занорищевих областей і зон вилуговування відрізняються за розмірами і морфологією, то у дисертації вони описуються окремо.

4. 1. 1. Багатогранники із заноришів

1. Кристал безбарвний (рис. 4.1 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 виявлені лише добре розвинені грані призми $f \{011\}$.

2. Кристал безбарвний (рис. 4.1 г). 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 на площині паралельній грані пінакоїда $b \{010\}$. Головка асиметрична. На ній наявні грані $f \{011\}$ і $u \{0\bar{2}1\}$. Крім них, в

огранці головки беруть участь 4 грані $u\{112\}$, приблизно, однакові за розмірами.

3. Кристал безбарвний (рис. 4.1 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 типове домінування на ній однієї грані призми $d\{101\}$. Менше значення мають дві грані $f\{011\}$ і грань $u\{021\}$.

4. Кристал блакитного кольору (рис. 4.2 а). З граней вертикального поясу розвинені лише $M\{110\}$ та $l\{120\}$, причому перехід між ними поступовий без чітко вираженого ребра. Ці грані покриті грубою штриховкою і тому є опуклими. 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, які найчіткіше простежуються 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_22P (2m), що засвідчує відносно рівномірний приплив флюїдної речовини у зону мінералогенезу.

5. Кристал сіро-блакитного кольору (рис. 4.2 б). Непрозорий, насичений включеннями. Розміри за осями: $a = 45$, $b = 45$, $c = 35$ мм. Вертикальний пояс обмежений 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 двох потоків припливу флюїдної речовини, які рухалися у протилежних напрямках, причому не обов'язково одночасно.

6. Кристал безбарвний (рис. 4.2 в). Розміри за $c = 133$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$. Грані призми $l\{120\}$ переважають за розмірами. Пінакоїdalна $b\{010\}$ частина кристалу відламана. Головка кристалу обмежена гранями призм $f\{011\}$, $X\{023\}$,

у {021}. Дипіраміди о {111} і у {112} мають другорядне значення. Грані призми f {011} розвинені дуже добре. Їм поступаються дві грані X {023} і грань у (0 $\bar{2}$ 1). Дипіраміди о {111} і у {112} сформовані трьома гранями кожна. Грані розвинені слабко.

7. Кристал блакитного забарвлення (рис. 4.2 г). Розміри за осями: а = 75, b = 90, c = 60 мм. У вертикальному поясі розвинені грані ромбічних призм: три грані призми М {110} і три грані 1 {120}. Частина кристалу відламана. Грані 1 {120} розвинені рівномірно і за розмірами більші, ніж грані М {110}. На головці кристалу знаходяться грані ромбічних призм X {023}, f {011}, у {021}, d {101}, а також ромбічних дипірамід о {111} і у {112}. Найрозвиненіші є грані f {011}, причому одна з них за розмірами значно переважає над іншою. На цих гранях виявлені сліди природного розчинення у формі витягнутих прямокутників. Грані X {023} за розмірами поступаються граням f {011}, хоча переважають над гранями у {021}. Обидві грані X {023} розвинені приблизно однаково, теж саме стосується граней у {021}. На гранях X {023} фігури розчинення мають форму дрібних круглих ямок. Призма d {101} розвинена слабко і сформована лише однією гранню. Грані ромбічних дипірамід о {111} та у {112} мають порівняно невеликі розміри, о {111} розвинена дещо краще, ніж у {112}. Грані однієї і тієї ж простоти форми мають майже одинакові розміри.

8. Кристал винно-рожевого кольору (рис. 4.2 е). Розміри за осями: а = 55, b = 80, c = 90 мм. Вертикальний пояс огорнений призмами М {110} та 1 {120}. Грані М {110} розвинені краще. В огранці головки беруть участь призми f {011}, у {021}, дипіраміди о {111}, у {112}, і 113}. Дві грані f {011} розвинені добре, форма у {021} сформована однією невеликою гранню. Три грані дипіраміди о {111} невеликі за розмірами, форма у {112} сформована теж трьома гранями. Їхній нерівномірний розвиток спричинює асиметричний вигляд головки. Єдина грань і (1 $\bar{1}$ 3) розвинена добре.

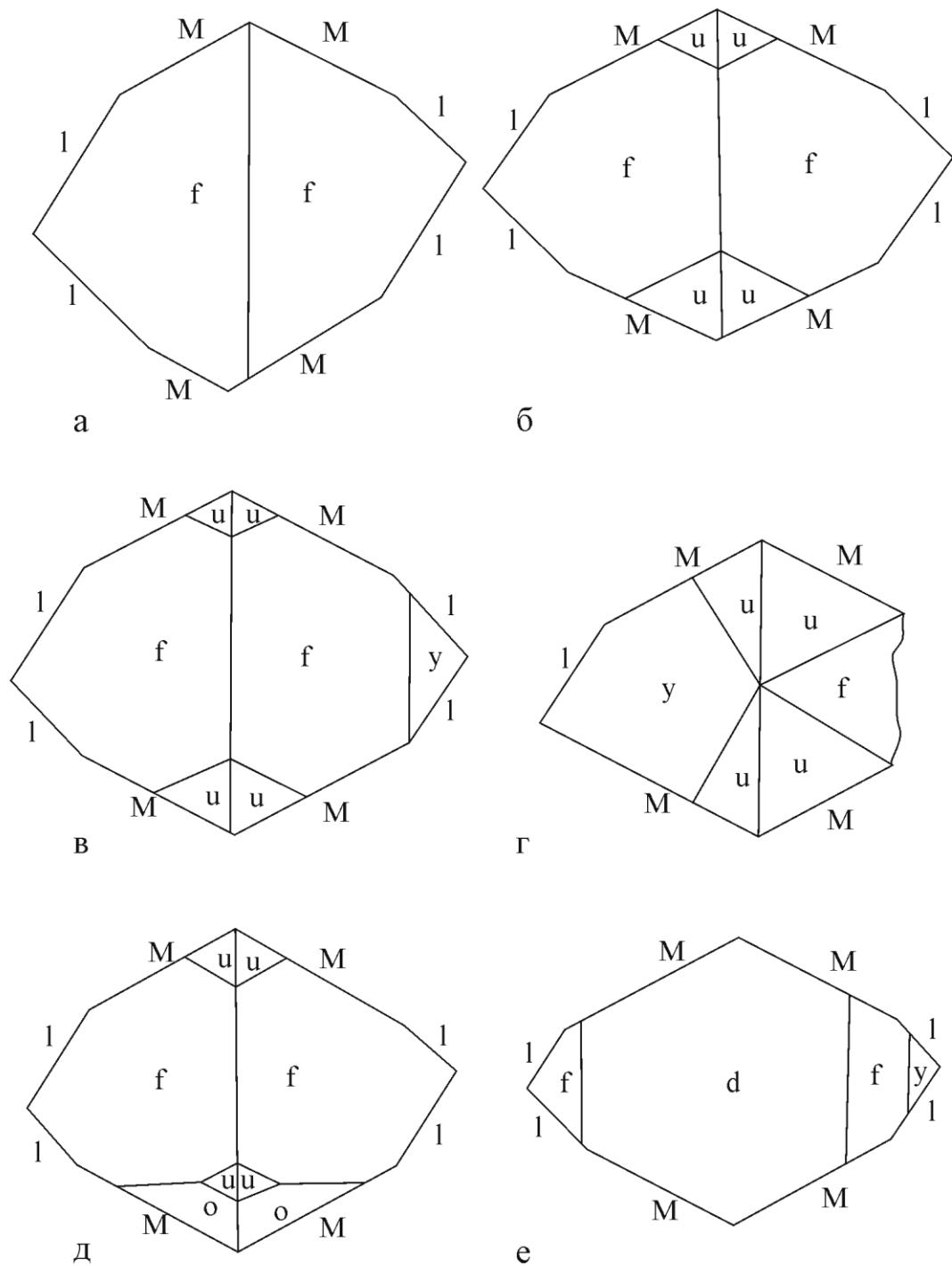


Рис. 4.1 Морфологія кристалів топазу адун-чілонського типу із заноришів
(найбідніше огранення)

9. Індивід блакитного кольору, причому нижня частина забарвлена інтенсивніше, ніж верхня (рис. 4.3 а). 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 за площиною 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 опуклу форму, штриховка на ньому найгустіша. На головці виявлено грані $c\{001\}$, $f\{011\}$, $u\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $I\{113\}$. Грань $c\{001\}$ 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 $u\{021\}$ сформована однією невеликою гранню. Грань призми $d\{101\}$ розвинена слабко. Дипіраміди не сягають значних розмірів: $o\{111\}$ (четири грані) та $u\{112\}$ (три грані) розвинені приблизно однаково, а дві грані $\{113\}$ ледь помітні.

10. Кристал блакитного кольору вагою 23 кг (рис. 4.3 б). 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, виявлено одну грань призми $\lambda\{470\}$. В огранці головки беруть участь пінакоїд $c\{001\}$, призми $f\{011\}$, $d\{101\}$, дипіраміди $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Грань пінакоїда $c\{001\}$ 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 слабко. Три грані $i\{113\}$ поступаються за розмірами $o\{111\}$ та $u\{112\}$.

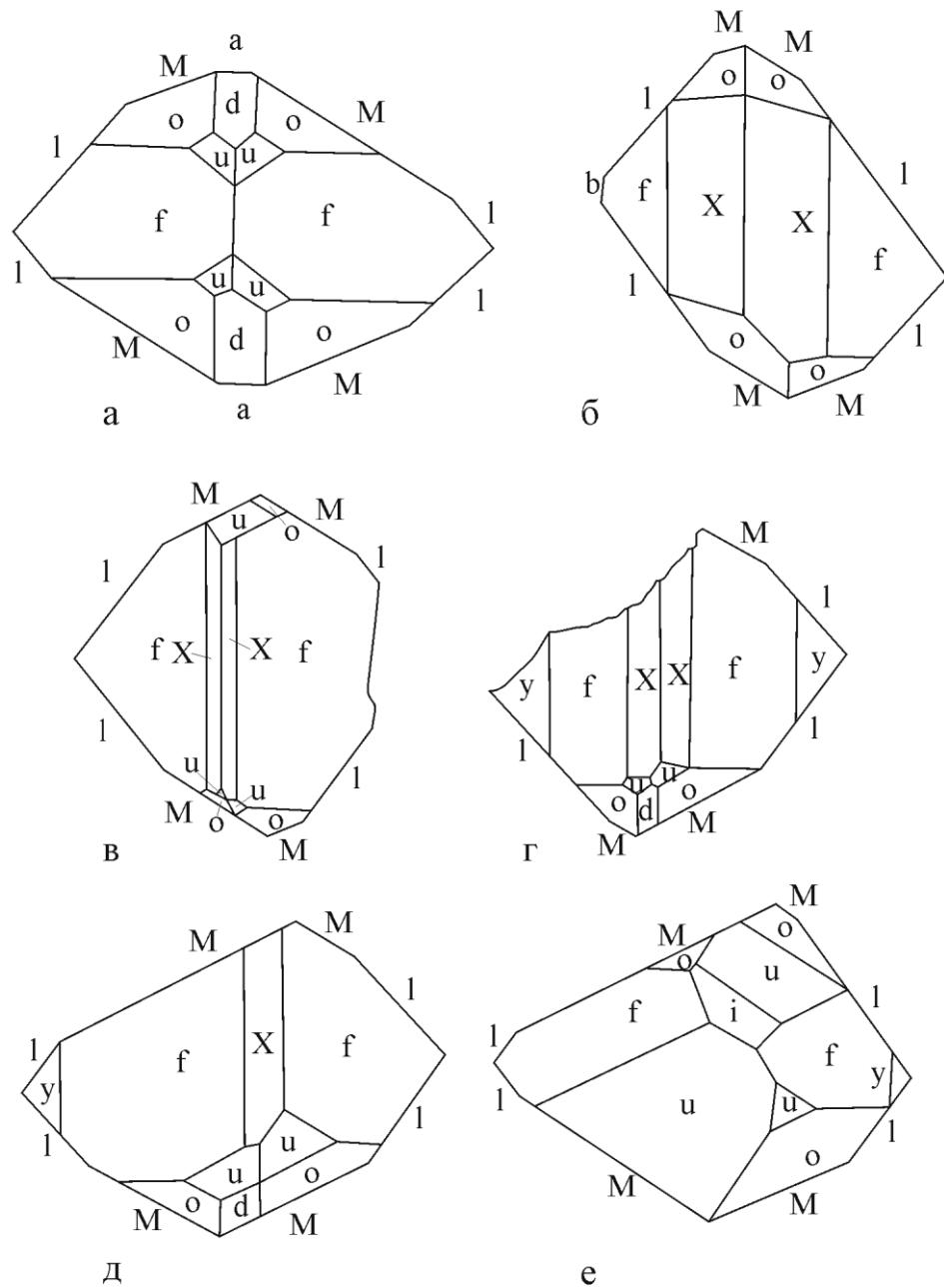


Рис. 4.2 Морфологія кристалів топазу адун-чілонського типу із заноришів

11. Кристал безбарвний (рис. 4.3 в). Розміри за осями: $a = 45$, $b = 65$, $c = 125$ мм. У вертикальному поясі наявні близькі за розмірами грані призм $M\{110\}$ та $1\{120\}$. В огранці головки беруть участь невелика грань пінакоїда $c\{001\}$, добре розвинені грані призми $X\{023\}$, три великі грані $u\{112\}$, дві середні грані дипіраміди $o\{111\}$, одна велика і одна мала грані $i\{113\}$.

12. Кристал винно-рожевого забарвлення (рис. 4.3 г). Розміри за осями: $a = 50$, $b = 70$, $c = 68$ мм. Огранення вертикального поясу визначається призмами $M \{110\}$ та $l \{120\}$. Загалом вони розвинені однаково, хоча нерівномірно. На головці виявлено пінакоїд $c \{001\}$ призми $f \{011\}$, $d \{101\}$, дипіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$. Пінакоїд розвинений слабко. Нерівномірний розвиток призм поясу $[100]$ спричинює асиметричну форму головки. Грань $f \{011\}$ сягає значних розмірів, $u \{021\}$ розвинена слабко, 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 у сторону грані $b \{010\}$. Отже, грань $f \{0\bar{1}1\}$ росла швидше, ніж $f \{011\}$, що зумовило слабший розвиток останньої.

13. Індивід видовжений за $[001]$, рожево-коричневого кольору (рис. 4.3 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 $f \{011\}$, $a \{x\}$ $\{023\}$ і $u \{021\}$ – приблизно рівні. На головці кристалу наявні обидві грані призми $d \{101\}$. Вони неоднакові за площею. Дипіраміда $o \{111\}$ 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. 4.3 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 площину. В огранці головки беруть участь $c \{001\}$, $x \{023\}$, $f \{011\}$, $u \{021\}$, $d \{101\}$, $o \{111\}$, $u \{112\}$, $r \{121\}$. Пінакоїд має вигляд вузенької смужки. Аналогічно виглядає і єдина грань $x \{023\}$. Грані призми $f \{011\}$ сягають значних розмірів. Їм поступаються грані $u \{021\}$. Грані $d \{101\}$ розвинені добре. Дипіраміди $o \{111\}$ та $u \{112\}$

утворені чотирма гранями кожна, але грані о {111} розвинені краще. Характерною особливістю кристала є наявність невеликої грані дипіраміди р {121}.

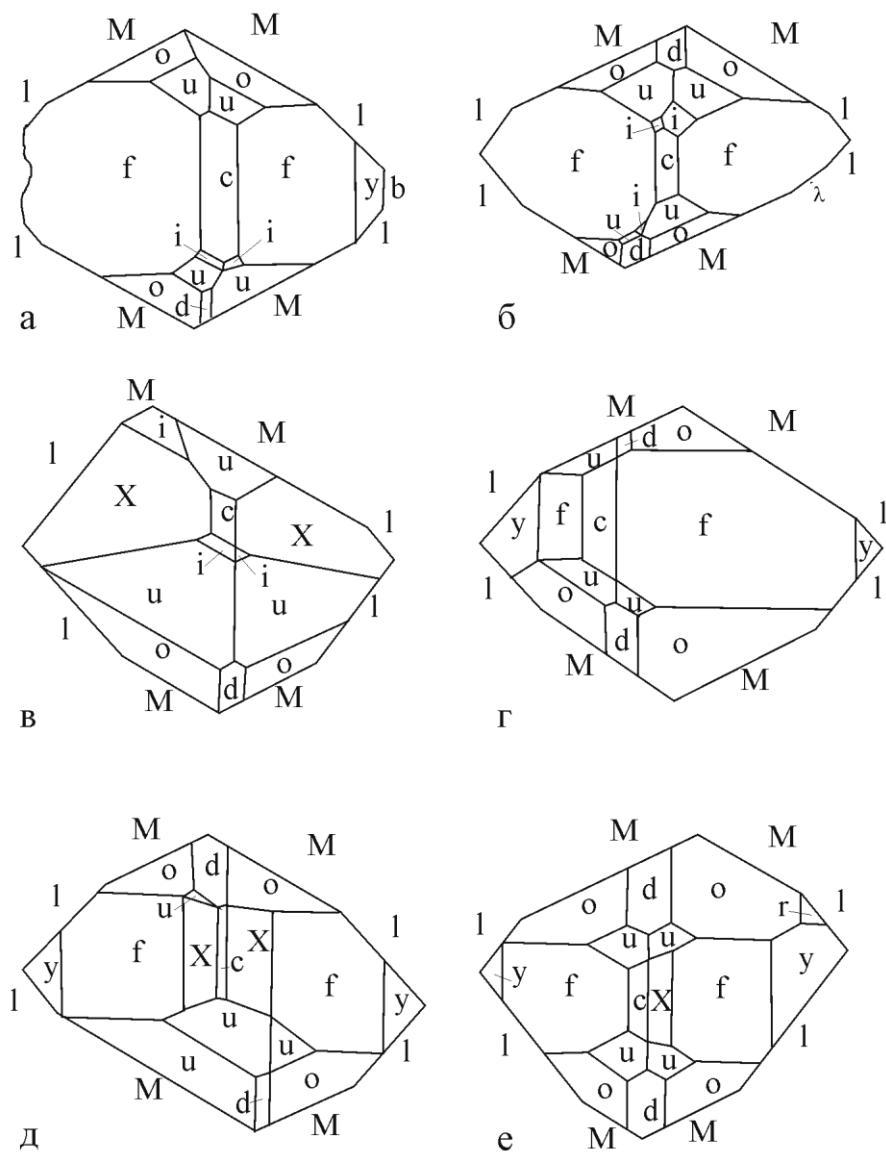


Рис. 4.3 Морфологія кристалів топазу перехідного типу із заноришів

15. Дрібний індивід, блідо-блакитного кольору (рис. 4.4 а). Розміри за осями: $a = 7$, $b = 9$, $c = 8$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані $M\{110\}$ і дві $1\{120\}$. Частина індивіду обломана паралельно грані $b(0\bar{1}0)$. На

головці наявна невелика грань $c\{001\}$, дві грані $f\{011\}$, чотири грані дипіраміди $u\{112\}$. Всі вони розвинені рівномірно.

16. Блідо-блакитний індивід (рис. 4.4 в). Розміри за осями: $a = 15$, $b = 18$, $c = 8$ мм. У вертикальному поясі наявні чотири грані $M\{110\}$ та дві $l\{120\}$. Частина індивіду обломана паралельно $b(0\bar{1}0)$. Грань $M\{110\}$ опукла і переходить в $l\{120\}$ поступово. На головці виявлені грані $c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$. Їхнє співвідношення видно з рисунка. Грань $f\{0\bar{1}1\}$ покрита узором досить рельєфних, спрямованих гострою вершиною в бік пінакоїда $c\{001\}$ трикутних заглиблень. Грань $u\{1\bar{1}2\}$ сильно розчинена, покрита грубими напливами.

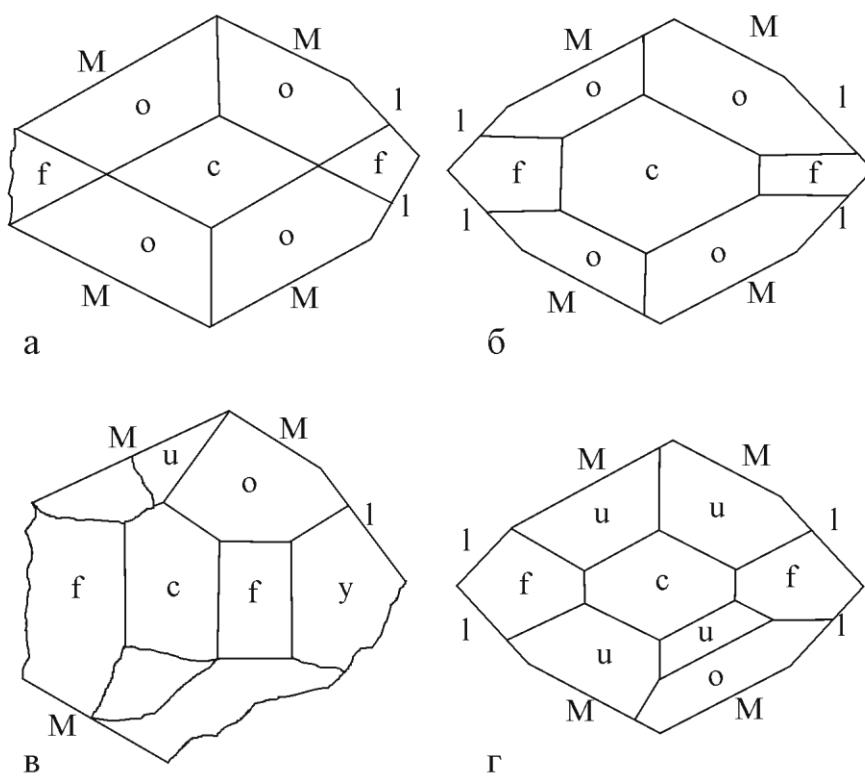


Рис. 4.4 Морфологія найбідніше огранених кристалів топазу ільменського типу із заноришів (дрібні індивіди).

17. Кристал стовпчастого обрису завдяки добре розвиненим граням призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$ (рис. 4.5 б). Колір рожево-коричневий. Грані помітно кородовані і матові. Головка кристала має відносно просте огранення: $c\{001\}$, $X\{023\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$. Форми $y\{021\}$, $X\{023\}$ і $d\{101\}$ сформовані лише однією гранню. Уявлення про відносний розвиток граней подає рисунок (рис. 4.5 б).

18. Кристал блакитного кольору вагою 30 кг (рис. 4.5 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 виявлені такі грані: $c\{001\}$, $X\{023\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $f\{225\}$, $i\{113\}$. 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 $y\{021\}$. Грань пінакоїда $c\{001\}$ має проміжні розміри між двома гранями $X\{023\}$. У поясі $[010]$ розвинені тільки грані призми $d\{101\}$. Ромбічні дипіраміди 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 виявлена одна невелика грань $i\{113\}$. На місці сусідньої грані спостерігається поверхня розчинення. Частково розчинені грані $o\{111\}$, $o\{1\bar{1}1\}$ та $d\{101\}$.

19. Кристал безбарвний (рис. 4.5 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 $X\{023\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Пінакоїд розвинений добре. Призма $f\{011\}$ сягає 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

у {112} добре розвинені лише дві. Те ж саме стосується грані і {113}. Загалом всі три дипіраміди розвинені приблизно однаково.

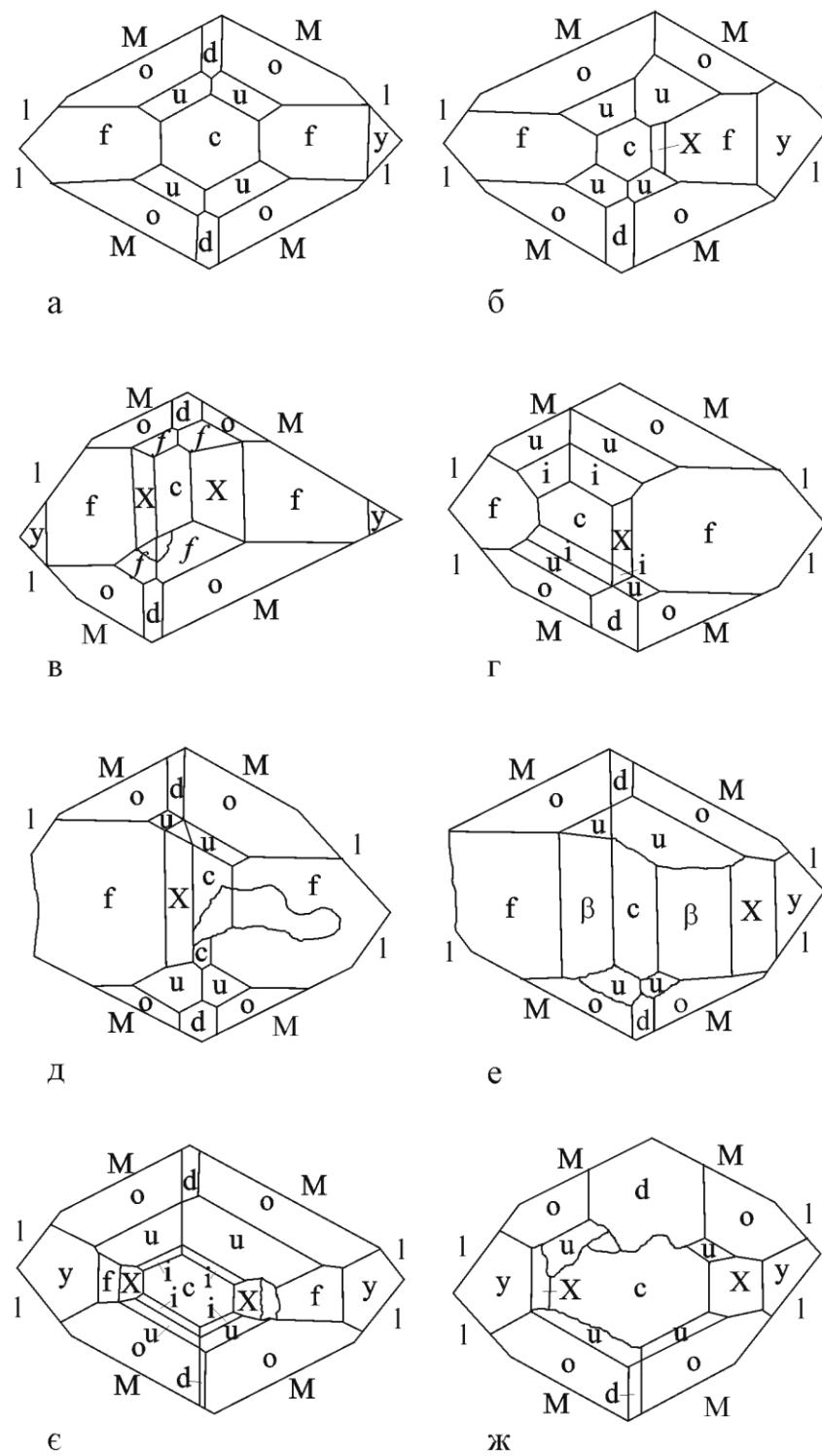


Рис. 4.5 Морфологія кристалів топазу ільменського типу (багатоогранені індивіди із заноришів).

20. Кристал блакитного кольору (рис. 4.5 д). Розміри за осями: $a = 280$, $b = 280$, $c = 150$ мм. В огранці вертикального поясу беруть участь чотири грані $M\{110\}$ і три $1\{120\}$. Кристал відламаний площиною, паралельною b ($0\bar{1}0$). На головці кристала розвинені грані $c\{001\}$, $x\{023\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Грань пінакоїда $c\{001\}$ 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 $c\{001\}$ 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. Дипіраміда $o\{111\}$ 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 одну невелику грань і ($\bar{1}\bar{1}3$).

21. Кристал ніжно-рожевого кольору з помітними ознаками розчинення, які проявилися у наявності різних акцесорних мінералів на гранях (рис. 4.5 е). Ступінь розчинення граней різна. У вертикальному поясі розвинуті грані призм $M\{110\}$ та $1\{120\}$, причому перші домінують за площею. На гранях $M\{110\}$ простежуються сліди розчинення у вигляді різних за розмірами і порівняно неглибоких каверн неправильної форми. Грані $1\{120\}$ покриті чіткою і досить грубою штриховою. Поверхня граней обох призм матова. На головці кристалу розвинуті грані простих форм: $c\{001\}$, $\beta\{012\}$, $x\{023\}$, $y\{021\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$.

Практично на всіх гранях простежуються різноманітні форми розчинення:

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

$\beta\{012\}$ – групи еліпсоподібних піднятів, серед яких окремі виявляють чотирьохгранну будову. Ці фігури опуклі, мають тонкоблокову будову і паралельні довгі вісі [010];

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

у {021} – система рельєфних еліпсовидних 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} – найрозчиненніші грані, покриті грубою блоковою скульптурою.

Всередині кристалу простежуються мітлоподібні включення флюориту, які спрямовані розшириною частиною до грані f (0 $\bar{1}$ 1).

22. Кристал блідо-блакитного кольору (рис. 4.5 є). Розміри за осями: $a = 90$, $b = 130$, $c = 100$ мм. З граней вертикального поясу добре розвинені чотири грані призми М {110}; грані 1 {120} поступаються їм за розмірами. В огранці головки беруть участь грані пінакоїду с {001}, призм X {023}, f {011}, у {021}, d {101}, дипірамід 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 X {023}. Грань X {023} розчинена і ребра між нею та гранями и {112}, и ($\bar{1}$ 12), f (011) нечіткі. Призма d {101} не сягає значних розмірів. Дипіраміда о {111} сформована чотирма великими гранями. Чотири грані дипіраміди и {112} значно відрізняються між собою за розмірами. Найменшими з дипірамід є чотири грані і {113}.

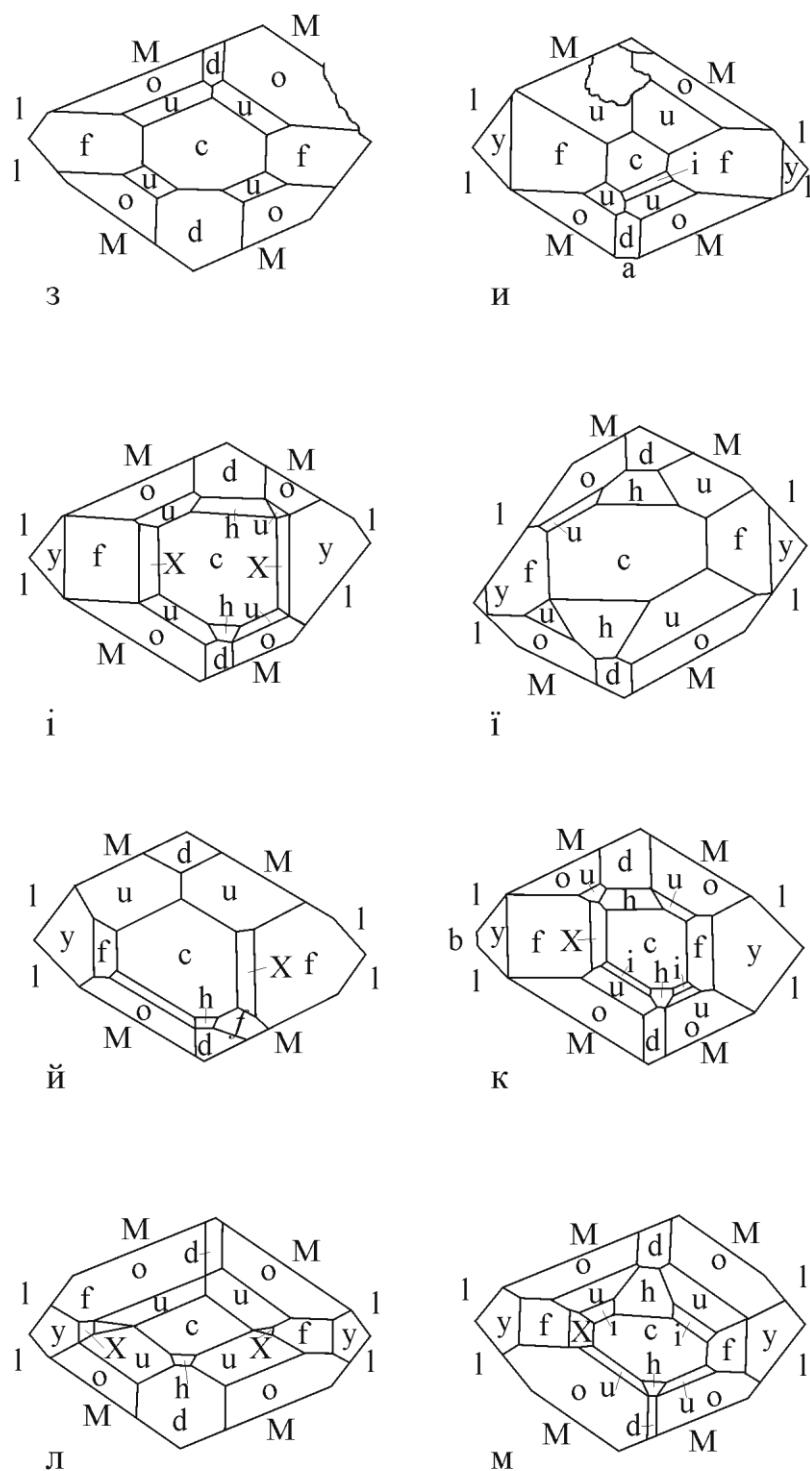


Рис. 4.5 (продовження). Морфологія кристалів топазу ільменського типу (багатоогранені індивіди із заноришів).

23. Кристал безбарвний (рис. 4.5 ж). Розміри за осями: $a = 80$, $b = 140$, $c = 120$ мм. В огранці вертикального поясу беруть участь грані призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$, з яких грані $M\{110\}$ розвинені краще. На гранях $l\{120\}$ трапляється вертикальна штриховка. На головці кристала розвинені грані пінакоїда $c\{001\}$, призм $X\{023\}$, $u\{021\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$. Грань $c\{001\}$ має значні розміри. Внаслідок природного розчинення чітке ребро між $c\{001\}$ та гранями $u(\bar{1}12)$, $u(\bar{1}\bar{1}2)$ і $d(\bar{1}01)$ не простежується. Грань $X(0\bar{2}3)$ розчинена. На ній трапляються напливи і черепитчаста скульптура. За площею грані $X\{023\}$ та $u\{021\}$ приблизно однакові. Грань $d(\bar{1}01)$ значно більша від $d\{101\}$. Дипіраміда $o\{111\}$ розвинена значно краще, ніж $u\{112\}$. Обидві форми утворені чотирма гранями. окремі грані $o\{111\}$ та $u\{112\}$ мають блокову будову і ребро між ними не фіксується. Між гранями $X(0\bar{2}3)$ та $u(\bar{1}\bar{1}2)$ ребро розчинене.

24. Великий безбарвний індивід (рис. 4.5 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 $f\{011\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$. Всі форми утворені повним комплектом граней (якщо не брати до уваги, що індивід одноголовий). Грані $o\{111\}$ розвинені помітно краче, ніж $u\{112\}$. Грань $d\{101\}$ значно більша, ніж $d(\bar{1}01)$.

25. Безбарвний, каламутний індивід (рис. 4.5 и). Розміри за осями: $a = 90$, $b = 130$, $c = 40$ мм. У вертикальному поясі чотири грані призми $M\{110\}$ розвинені дещо краче від аналогічних $l\{120\}$. Головку формують пінакоїд $c\{001\}$, призми $f\{011\}$, $u\{021\}$, $d\{101\}$, дипіраміди $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. 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 двохкольоровий (рис. 4.5 і). Розмір по с = 155 мм. Периферія забарвлена в рожевий колір, центральна частина – у блакитний. Вертикальний пояс огорнений призмами М {110} та 1 {120}. Чотири грані М {110} за розмірами більші від граней 1 {120}. Грані однієї і тієї ж простої форми розвинені нерівномірно. На головці кристала наявні грані пінакоїда с {001}, призми f {011}, X {023}, у {021}, h {103}, d {101}, дипірамід о {111}, u {112}. Пінакоїд розвинений добре. Грань матова через розчинення. Призма f {011} та у {021} сформовані двома гранями кожна, X {023} – лише однією. Грань f (0 $\bar{1}$ 1) досягає значних розмірів, а f (011) – вузька. Для граней у {021} простежується зворотна 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 о {111} мають різні розміри.

27. Кристал безбарвний (рис. 4.5 ї). Розміри за осями: a = 80, b = 100, c = 95 мм. У вертикальному поясі добре розвинені всі чотири грані обох призм М {110} та 1 {120}. Вони мають приблизно однакові розміри. На головці зафіковані грані пінакоїда с {001}, призм f {011}, у {021}, h {103}, d {101}, дипірамід о {111} і u {112}. Грань пінакоїда с {011} має значні розміри. Йому поступаються призми f {011}, ще меншими є грані у {021}. Типовою особливістю кристала є добре розвинені грані призми h {103}. За розмірами вони трохи більші від граней d {101}. Дипіраміда о {111} сформована трьома гранями. Вони розвинені рівномірно, тоді як чотири грані дипіраміди u {112} між собою значно відрізняються за розмірами.

28. Кристал прозорий, безбарвний (рис. 4.5 ѹ). Розміри за осями: a = 50, b = 70, c = 55 мм. У вертикальному поясі розвинені грані М {110} та 1 {120}. За розмірами форма М {110} значно переважає. Кожна призма сформована чотирма гранями. В огранці головки беруть участь: пінакоїд с {001}, призми f {011}, X {023}, у {021}, h {103}, d {101}, дипірамід о {111}, и {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 $y\{021\}$ утворені кожна лише однією гранню, невеликою за розмірами. З граней $o\{111\}$ наявна лише $o\{1\bar{1}1\}$ середніх розмірів. Це стосується форми $i\{113\}$, лише грань $i\{1\bar{1}3\}$ менша, ніж $o\{1\bar{1}1\}$ 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. 4.5 к). Розміри по $c = 155$ мм. В поясі $[001]$ добре розвинені всі чотири грані призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$, а також виявлені дуже малі грані пінакоїда $b\{010\}$. Призма $M\{110\}$ загалом дещо переважає над $l\{120\}$. Головка кристала огранена пінакоїдом $c\{001\}$, ромбічними призмами $X\{023\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $h\{103\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Пінакоїд $c\{001\}$ розвинений добре. З призм поясу $[100]$ найбільшою є призма $f\{011\}$, потім $y\{021\}$, а 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 обидвох розвинені неоднаково. Дипіраміда $o\{111\}$ сформована чотирма рівномірно розвиненими гранями. Всі грані $u\{112\}$ за розмірами неоднакові. Дві грані $i\{113\}$ – розвинені слабко.

30. Великий індивід (рис. 4.5 л). Розміри за осями: $a = 110$, $b = 180$, $c = 120$ мм. У вертикальному поясі наявні всі грані призми $M\{110\}$ та помітно менші грані $l\{120\}$. На головці наявна порівняно велика грань пінакоїда $c\{001\}$, призм $X\{023\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $h\{103\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$. 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) . Дипіраміда $o\{111\}$ розвинена краще, ніж $u\{112\}$. Аналізуючи особливості огранення, доходимо висновку, що кристал тривалий час ріс у помірно пересичених розчинах, що

зумовило його великі розміри і багату морфологію. Розвиток граней кожного поясу ідеально корелюється з розрахунками ретикулярної густини.

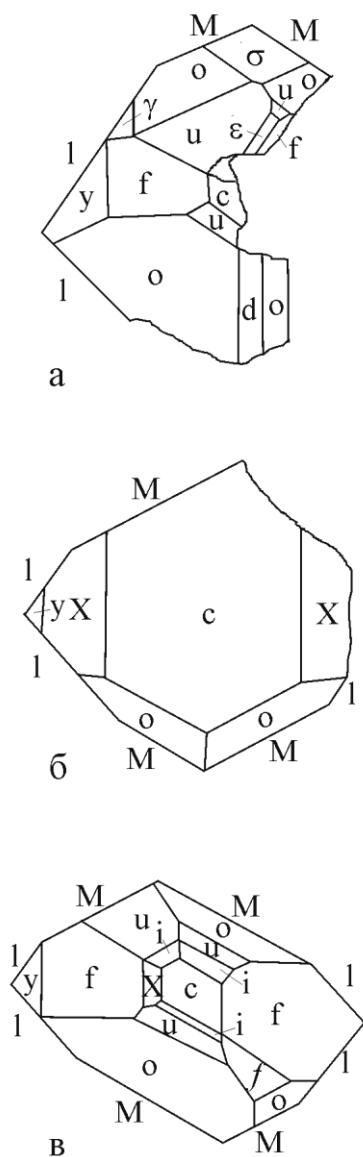


Рис. 4.6 Морфологія кристалів топазу із заноришів з нетиповим ограненням.

31. Гігантський багатоогранений індивід (рис. 4.5 м). Розміри за осями: а = 100, b = 160, с = 275 мм. Вертикальний пояс сформований чотирма гранями М {110} чотирма меншими гранями 1 {120}. На головці наявні: пінакоїд с {001}, призми Х {023}, f {011}, у {021}, h {103}, d {101}, дипіраміди о {111}, u {112}, i {113}. Більшість форм, крім Х {023} та і {113}, сформована всіма гранями. Кристал ріс при помірних пересиченнях в умовах рівномірного

припливу флюїдної речовини. Симетрія середовища відповідала симетрії конусу $L_\infty \infty P$.

32. Унікальний кристал з рідкісними формами, частково оббитий і розчинений паралельно b (010) (рис. 4.6 а). Індивід прозорий, безбарвний. Розміри за осями: $a = 42$, $b = 75$, $c = 70$ мм. У вертикальному поясі наявні зокрема дві грані $M\{110\}$ та $l\{120\}$, причому останні більші за розмірами. На головці, крім поширеніх форм $c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, виявлені $\sigma\{201\}$, $\epsilon\{114\}$, $\gamma\{232\}$. Цікавими є фігури розчинення. На $o\{111\}$ вони мають вигляд видовжених, неправильних трикутних, а на $u\{112\}$ – неправильних овальних заглиблень.

33. Кристал блідо-блакитний, майже безбарвний (рис. 4.6 б). Розміри за осями: $a = 23$, $b = 30$, $c = 20$ мм. Вертикальний пояс огорнений призмами $M\{110\}$ та $l\{120\}$. Кожна призма сформована трьома гранями. На них простежується вертикальна штриховка. Частина кристалу відламана. На головці зафіковані грані: $c\{001\}$, $X\{023\}$, $o\{111\}$, серед яких домінує пінакоїд. Грані призми $X\{023\}$ поступаються йому за розмірами. Грань $y\{0\bar{2}1\}$ дуже мала. Дипіраміда $o\{111\}$ сформована двома невеликими гранями. Кристал покритий дрібними ямками розчинення. Індивід з одного боку обмежений індукційними поверхнями.

34. Кристал безбарвний (рис. 4.6 в). Розміри за осями: $a = 24$, $b = 47$, $c = 27$ мм. У вертикальному поясі розвинуті зокрема 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 $X\{023\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, дипіраміди $o\{111\}$, $u\{112\}$, $f\{225\}$, $i\{113\}$. Грань $c\{001\}$ невелика за площею і покрита фігурами розчинення у вигляді дрібних ямок. З призм поясу [100] найкраще розвинена $f\{011\}$. Її грані покриті напливами трикутної форми. Призми $X\{023\}$ та $y\{021\}$ утворені однією гранню кожна. З дипірамід 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 виявлено одна грань $f(225)$. Притуплені ребра кристалу можна трактувати як рідкісні грані $\{236\}$ і $\{123\}$.

35. Паралельний зросток із трьох безбарвних індивідів різного розміру (рис. 4.7 а). Розміри за осями: $a = 40$, $b = 65$, $c = 65$ мм. У вертикальному поясі розвинені грані призм $M\{110\}$ і $l\{120\}$.

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

На другому індивіді виявлені грані призми $f\{011\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Грань $f\{011\}$ має середній розмір. Вона зростається з гранню $M\{1\bar{1}0\}$ першого індивіда. Дипіраміди утворені однією гранню кожна. За площею вони приблизно однакові між собою. Грань $i\{1\bar{1}3\}$ зростається з гранню $M\{110\}$ першого індивіда. Грань $l\{120\}$ другого індивіду зростається з граню $M\{1\bar{1}0\}$ першого.

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

36. Паралельний зросток із двох безбарвних індивідів (рис. 4.7 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 зростка відламана. Головка є спільною для двох індивідів. У першого індивіда розвинені лише грані призми $f\{011\}$, які значно відрізняються за розмірами між собою. На другому виявлені грані пінакоїда $c\{001\}$, призми $d\{101\}$ і дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$. Пінакоїд не сягає значних розмірів. Грань $d\{101\}$ фіксується досить

чітко. Три грані форми о {111} розвинені більш-менш однаково. Єдина грань у {112} має дуже малі розміри.

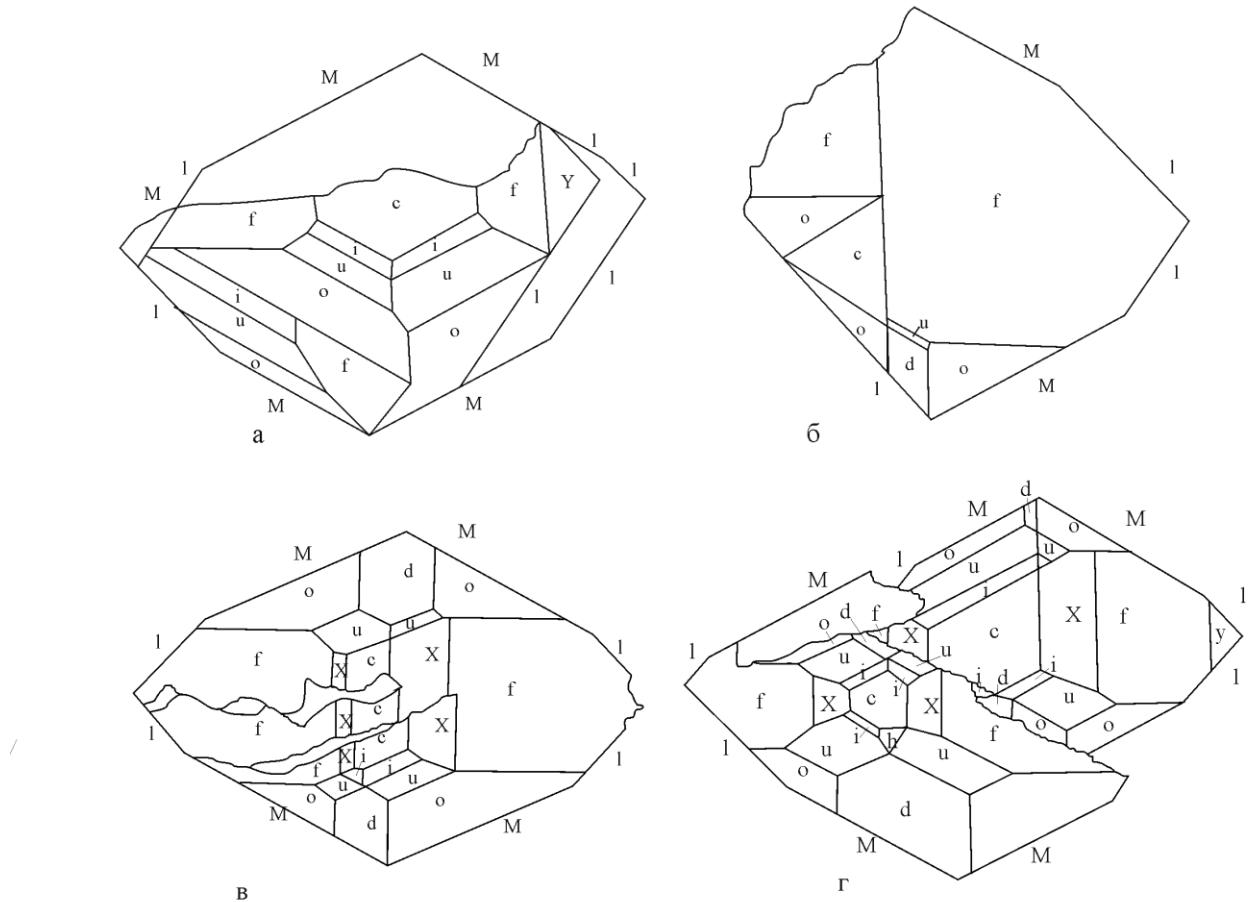


Рис. 4.7 Морфологія зростків індивідів топазу із заноришів.

37. Кристал блідо-блакитного кольору вагою 26,3 кг (рис. 4.7 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 виявлено лише одну грань призми $\lambda\{470\}$. Головка кристаллу утворена гранями: $c\{001\}$, $f\{011\}$, $X\{023\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $I\{113\}$, $d\{101\}$.

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

38. Паралельний зросток двох індивідів блідо-блакитного кольору (рис. 4.7 г). Поверхня граней матова внаслідок природного розчинення. На обидвох індивідах у вертикальному поясі розвинені грані призм $M\{110\}$ і $l\{120\}$. Загалом грані $M\{110\}$ відзначаються більшим розвитком, ніж грані $l\{120\}$. На головці першого індивіду розвинені грані $c\{001\}$, $f\{011\}$, $X\{023\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Серед них найбільшим розвитком користуються грані дипіраміди $o\{111\}$. Добре розвинені грані призм $f\{011\}$, $d\{101\}$ і $X\{023\}$, дипіраміди $u\{112\}$, а також пінакоїда $c\{001\}$. Підпорядковане значення мають грані дипіраміди $i\{113\}$ та призми $h\{103\}$. На другому індивіді 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 із двох індивідів (рис. 4.7 д). Перший дещо більший за розмірами, проте морфологія його трохи біdnіша. 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 з рисунку. На головці першого індивіда наявні добре розвинені грані пінакоїда $c\{001\}$, призм $f\{011\}$ (дві грані), $u\{021\}$ (дві грані), $d\{101\}$ (одна грань), дипірамід $o\{111\}$ (дві грані), $u\{112\}$ (дві грані). На другому меншому індивіді, крім згаданих вище, наявні дипіраміди $i\{113\}$ та рідкісна $\tau\{131\}$. Відносний розвиток граней та характер зростання видно з рисунку 4.7 д.

40. Гігантський зросток із двох індивідів, близьких за розмірами (рис. 4.7 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 виявлено ті самі прості форми: $c\{001\}$, $f\{011\}$,

$X\{023\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Співідношення розмірів та характер зростання видно з рисунку.

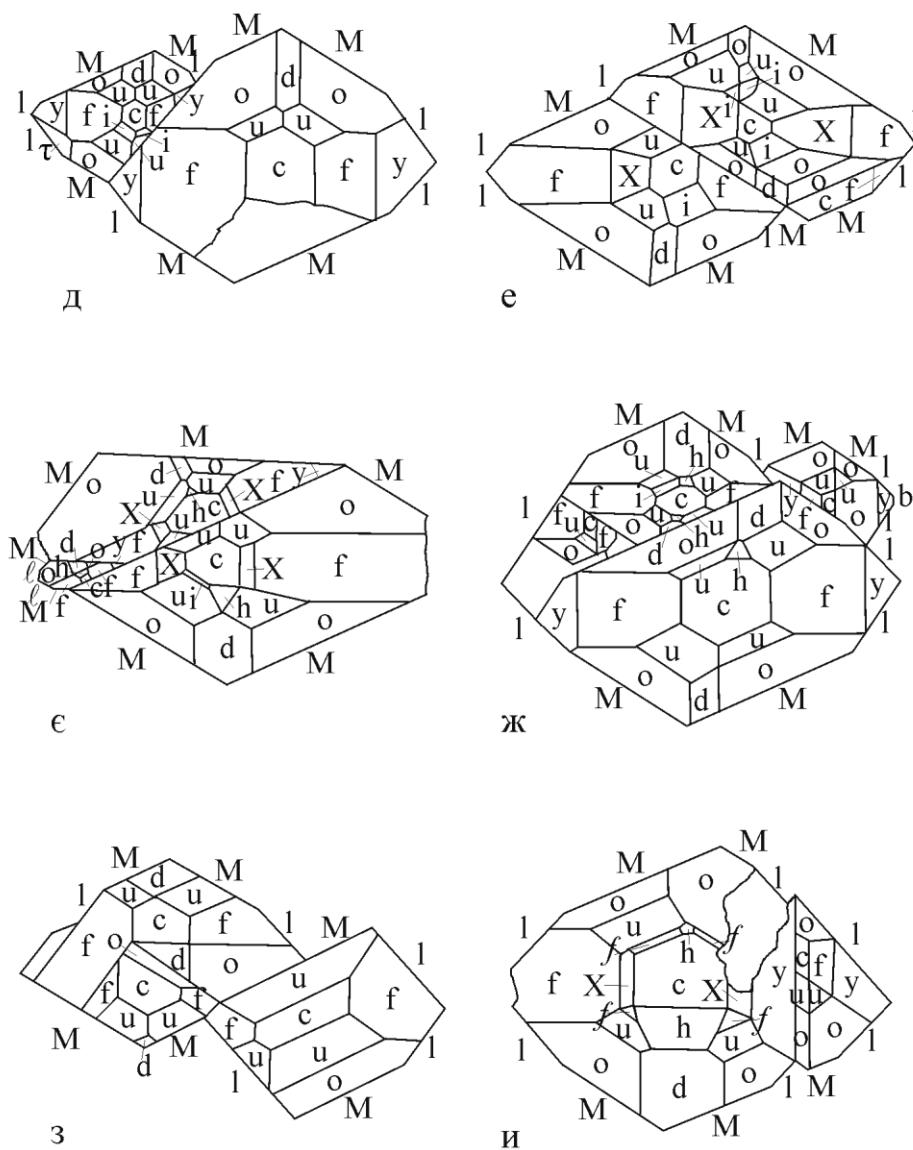


Рис. 4.7 (продовження). Морфологія зростків індивідів топазу із заноришів.

41. Зросток із трьох індивідів, що відрізняються за розмірами (рис. 4.7 ε). У вертикальному поясі виявлено грані ромбічних призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$, причому грані $M\{110\}$ розвинені краще. Частина кристалу відламана вздовж площини, близької до $b\{010\}$. На головці першого найбільшого індивіда розвинені грані пінакоїда $c\{001\}$, призм $X\{023\}$, $f\{011\}$, $h\{103\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. 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 сформована однією гранню. З дипірамід найбільших розмірів досягає $o\{111\}$ (3 грані), далі йдуть $u\{112\}$ (4 грані) та $i\{113\}$ (1 грань). Грані $o\{1\bar{1}1\}$, $u\{1\bar{1}2\}$, $u\{\bar{1}12\}$, $X\{0\bar{2}3\}$, $f\{0\bar{1}1\}$ 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 $f\{011\}$, $X\{023\}$, $y\{021\}$, $h\{103\}$. Пінакоїд зростається з першим індивідом, тому його розміри невеликі. Одна грань призми $d\{101\}$ розвинена добре. Серед дипірамід $o\{111\}$ домінує над $u\{112\}$. Третій індивід виміряти неможливо, можна лише допускати наявність тих самих граней, що на другому.

42. Зросток із чотирьох, а то і п'яти індивідів (рис. 4.7 ж). Розміри за осями: $a = 110$, $b = 220$, $c = 145$ мм. У вертикальному появі всіх індивідів наявні призми $M\{110\}$ та $L\{120\}$, з яких $M\{110\}$ розвинена дещо краще, та вузька грань пінакоїда $b\{010\}$, зафікована на третьому за розмірами кристалі. На головці першого індивіду наявні форми: $c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$. Грані пінакоїда $c\{001\}$ і призм 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 з чотирьох безбарвних індивідів (рис. 4.7 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 індивіду беруть участь дві грані $M\{110\}$ та чотири $L\{120\}$. На головці наявні грані пінакоїда $c\{001\}$, призми $f\{011\}$, дипірамід $o\{111\}$ та $u\{112\}$. Пінакоїд розвинений добре. Дві грані $f\{011\}$ різні за розмірами. Форма $o\{111\}$

сформована лише гранню о (111), у {112} – трьома різними за розмірами гранями. Грань М (1 $\bar{1}$ 0) першого індивіду зростається з о (111) другого, грань 1 (1 $\bar{2}$ 0) першого – з f (011) третього. У вертикальному поясі другого індивіду розвинені дві грані форми М {110} і дві 1 {120}. Грань 1 (1 $\bar{2}$ 0) зростається з головкою четвертого індивіду. На головці другого індивіду виявлено грані с {001}, f {011}, d {101}, о {111}, у {112}. Пінакоїд має середні розміри, f {011} представлена двома добре розвиненими гранями. Грань f (0 $\bar{1}$ 1) зростається з 1 (1 $\bar{2}$ 0) третього індивіда. Обидві грані призми d {101} присутні на кристалі, причому d (101) зростається з М (1 $\bar{1}$ 0) третього індивіду. З граней дипіраміди у {112} наявні дві. Єдина грань о (111) зростається з М (1 $\bar{1}$ 0) третього індивіда. Вертикальний пояс третього індивіда обмежений трьома гранями М {110} і двома 1 {120}. На головці розвинені грані с {001}, f {011}, d {101}, у {112}, о {111}. Пінакоїд порівняно великий за площею. Добре розвинені окремо дві грані форм у {112} і f {011}, їм поступаються за розмірами d {101} і о {111}. На четвертому індивіді наявні лише грані вертикального поясу М {110} та 1 {120}.

44. Паралельний зросток двох індивідів, які значно відрізняються за розмірами (рис. 4.7 и). У вертикальному поясі обох індивідів наявні лише грані М {110} та 1 {120}. На головці більшого індивіда виявлено грані с {001}, X {023}, f {011}, у {021}, d {101}, h {103}, о {111}, у {112}, f {225}. Пінакоїд с {001} розвинений добре. Грані призми X {023} – невеликі, f {011} та у {021} сформовані однією добре розвиненою граню кожна. З призм {hol} наявні велика грань d (101) та дві грані h {103}, які значно відрізняються за розмірами. З дипірамід найкраще розвинені чотири грані f {225}. На другому меншому індивіді зафіковані невеликі грані форм с {001}, f {011}, у {021}, о {111}, у {112}. Грань у (021) першого індивіда зростається з гранню b (0 $\bar{1}$ 0) 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 $U \{160\}$, $\{410\}$, $\{hko\}$. 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.

4. 1. 2. Кристали із зон вилуговування

1. Двохголовий індивід ізометричного обрису, прозорий, безбарвний (рис. 4.9 а). У вертикальному поясі наявні грані $M \{110\}$ та $L \{120\}$, які розвинені однаково. На головці переважають грані призми $f \{011\}$, до яких приєднуються дипіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$. Всі вони розвинені слабко.

2. Індивід двохголовий, стовпчастий, прозорий, безбарвний (рис. 4.9 б). У вертикальному поясі виявлені грані призм $M \{110\}$ та $L \{120\}$, які приблизно однакові за розмірами. На головці домінує призма $f \{011\}$. Менше значення мають грані призми $d \{101\}$, дипіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$.

3. Індивід двохголовий, обрис стовпчастий, прозорий, безбарвний (рис. 4.9 в). У вертикальному поясі розвинені призми $M \{110\}$ та $L \{120\}$. За розмірами переважає грань $M \{110\}$. Ограниченні головки формують пінакоїд $c \{001\}$ та призма $f \{011\}$, яким підпорядковані дипіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$, з яких найкраще розвинена $o \{111\}$.

4. Індивід двохголовий, майже ізометричний, прозорий, безбарвний (рис. 4.9 г). 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 дипіраміди $o \{111\}$ та $u \{112\}$.

5. Кристал одноголовий, прозорий, безбарвний (рис. 4.9). Грані $M \{110\}$ та $L \{120\}$ наявні у вертикальному поясі. На головці добре розвинені грані призми $f \{011\}$, їм поступаються за розмірами дипіраміди $o \{111\}$, $u \{112\}$, $i \{113\}$.

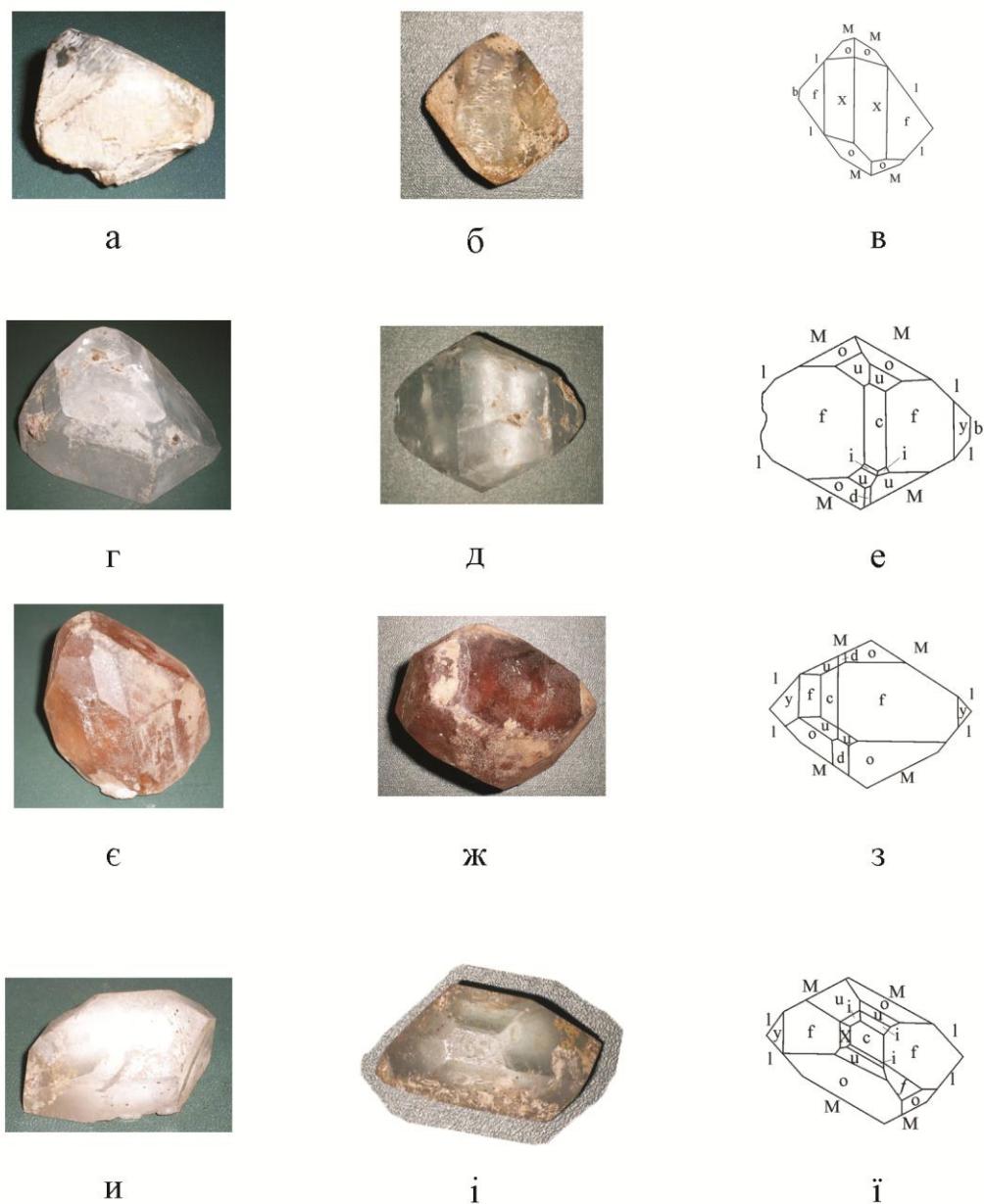


Рис. 4.8 Морфологія кристалів топазу із заноришів. Фотографії та ортогональні проекції. Лівий ряд – фотографії під кутом; середній ряд – фотографії, вигляд зверху; правий ряд – ортогональні проекції.

а, б, в – кристал № 5

г, д, е – кристал № 9

€, ж, з – кристал № 12

и, і, ї – кристал № 34

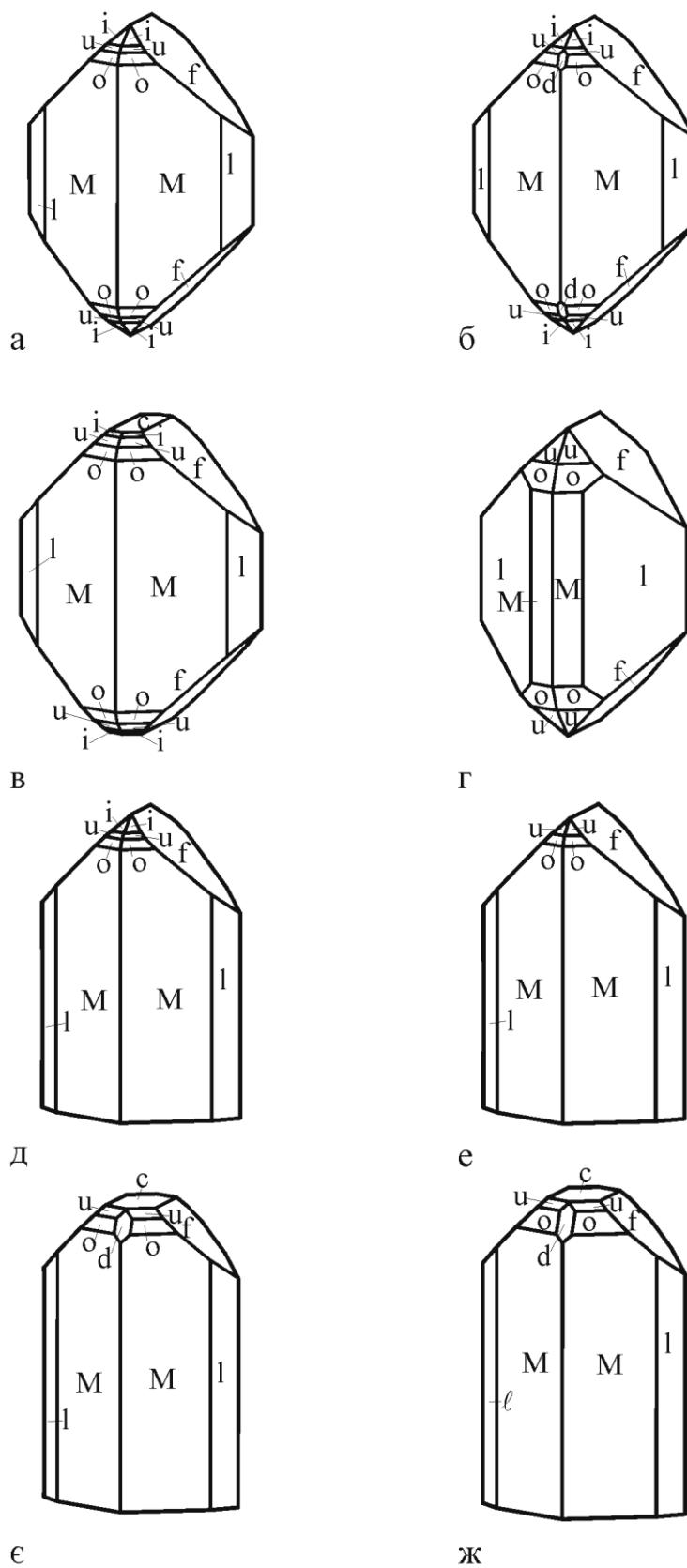


Рис. 4.9 Морфологія кристалів топазу із зон вилуговування.

6. Індивід одноголовий, прозорий, безбарвний (рис. 4.9 е). Ограничення бідне. У вертикальному поясі виявлені грані призм M {110} та l {120}. На головці наявні грані лише трьох форм: призми f {011}, дипірамід o {111}, u {112}. Призма розвинена добре. Дипіраміди мають другорядне значення. Серед них o {111} має дещо більші розміри, ніж u {112}.

7. Безбарвний, прозорий, одноголовий індивід (рис. 4.9 є). У вертикальному поясі розвинені грані призм M {110} та l {120}. На головці виявлені грані пінакоїда c {001}, призм f {011}, d {101}, дипірамід o {111}, u {112}. Пінакоїд розвинений добре. Значних розмірів сягає f {011}. Грані d {101} розвинені добре. Грані дипірамід o {111} та u {112} приблизно однакові за площею.

8. Прозорий, безбарвний, одноголовий індивід (рис. 4.9 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}.

4. 2. Морфологія кристалів топазу

Основна маса кристалів топазу пов’язана із заноришами. Найбільший кристал, який тут знайдений, важив 117 кг. Топази зрідка трапляються у порожнинах графічної, пегматоїдної і польовошпатової зон.

При розробці незвітрених пегматитових тіл було виявлено, що кристали топазу значно поширені в зоні вилуговування, яка розташована під заноришем. Ці кристали не є новою генерацією, вони утворилися в той самий кислотний період, що і кристали у заноришах. Це підтвердили дослідження включень I. М. Наумком та В. А. Калюжним [108].

В. А. Калюжний і Д. К. Возняк [77] допускають можливість кристалізації ще однієї, більш ранньої генерації топазу, яка могла утворитися з газових

розвинів при температурах, близьких до температури β - α -переходу кварцу, що підтвердилося надалі [101].

Кристали топазу в заноришиах наростають на субстрат із кварцу і топазу [99]. Крім того, нами прослідковувалися топази в альбіті (рис. 4.10), моріоні (рис. 4.11) та на гранях калієвого польового шпату (рис. 4.12).

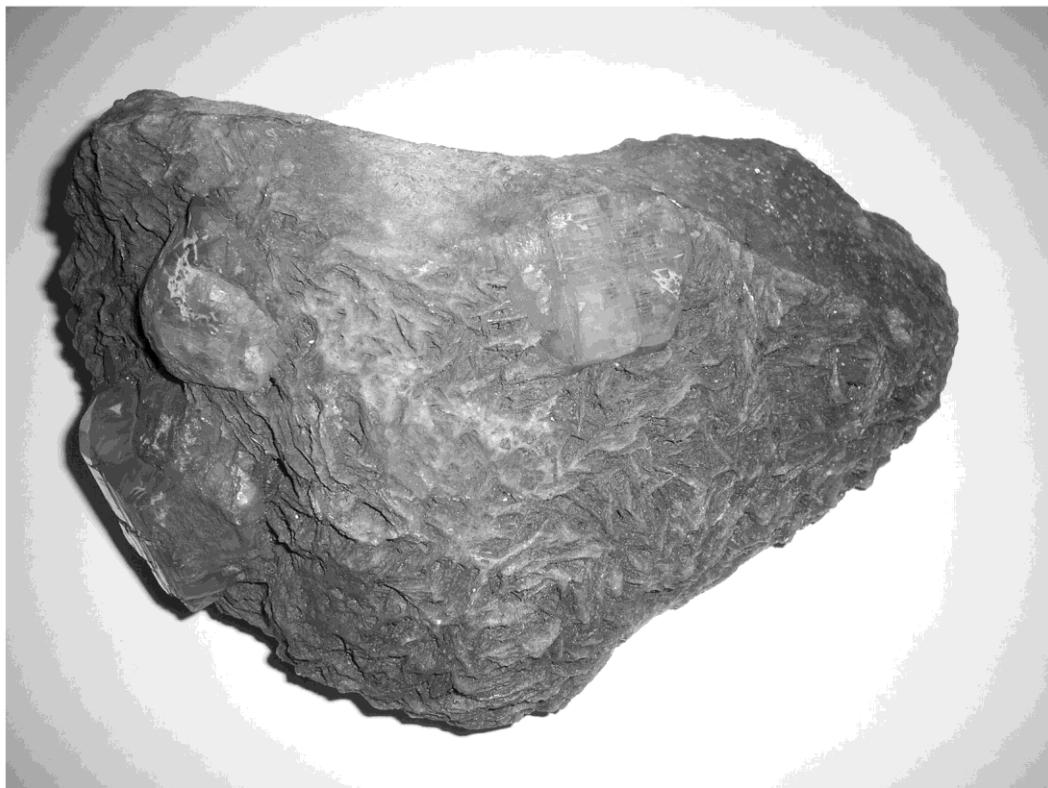


Рис. 4.10 Кристали топазу в альбіті з занориша. Зм в 2.

Топази в альбіті блідо-блакитного кольору або безбарвні. На кристалах виявлені грані M {110}, 1 {120}, c {001}, X {023}, f {011}, o {111}, u {112}, i {113}.

На кристалах топазу у моріоні грані не діагностуються.



Рис. 4.11 Кристали топазу у моріоні із занориша. Натур. вел.

Топаз, що наростає на мікрокліні, пошкоджений і грані на ньому не діагностуються. У тріщинах, паралельних до площини спайності, можна встановити, що напрямок [001] розташований косо відносно грані M {010} мікрокліну (рис. 4.12). Псевдогексагональний кристал мікрокліну не є чимось новим для камерних пегматитів Волині. На ньому виявлено типові грані P {001}, M {010}, I {110}, T {1 $\bar{1}$ 0} [31].

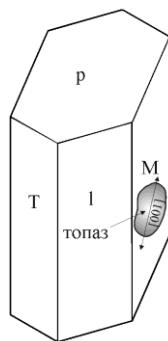


Рис. 4.12 Кристали топазу в мікрокліні (занориш)

Кристали із зон вилуговування не досягають значних розмірів, зазвичай перші сантиметри вздовж [001], інколи до 10 см. На відміну від заноришів, вони утворювалися в невеликих порожнинах і їхня морфологія бідніша. Тому доцільно розглянути окремо кристали із заноришів і із зон вилуговування.

Кристали із заноришів. Ці індивіди зазвичай одноголові. Їхній габітус призматичний, що зумовлено розвитком граней ромбічних призм $M\{110\}$ і $L\{120\}$.

У вертикальному поясі на всіх кристалах добре розвинені грані призм $M\{110\}$ та $L\{120\}$ із 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 $L\{120\}$ простежується вертикальна штриховка. Наявність штриховки призводить до того, що ці грані зрідка опуклі 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] зрідка трапляються малорозвинені грані призм $m\{230\}$, $g\{130\}$, пінакоїда $a\{100\}$, а також відносно добре розвинені грані призми $\lambda\{470\}$ і пінакоїда $b\{010\}$. Грані $m\{230\}$ і $g\{130\}$ фіксуються у вигляді вузьких смужок зазвичай на дрібних індивідах, грані $\lambda\{470\}$, $b\{010\}$ і $a\{100\}$ інколи трапляються і на великих кристалах. Грані $b\{010\}$ зрідка вкриті штриховою і мають опуклу форму.

Головки формують грані пінакоїда $c\{001\}$, ромбічних призм $f\{011\}$, $y\{021\}$, $X\{023\}$, $\beta\{012\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $Q\{201\}$, ромбічних дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$, $f\{225\}$, $\varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$.

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

Пінакоїд $c\{001\}$ наявний на більшості кристалів (78 %) і його розміри коливаються у широких межах. Часто він розвинений добре, хоча не домінує над призмами $\{okl\}$. Фігури розчинення на гранях мають форму вузьких ровоподібних западин, витягнутих вздовж [010].

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

Серед призм поясу [010] найпоширеніша $d\{101\}$, хоча її грані рідко досягають значних розмірів. Грані $h\{103\}$ проявляються на небагатьох індивідах і завжди комбінуються з гранями $d\{101\}$. Форма $\sigma\{201\}$ (рис. 4.6 а) зафікована на одному кристалі і сформована однією добре розвиненою гранню.

Морфологічно найважливішими дипірамідами є $o\{111\}$ і $u\{112\}$. Вони наявні на більшості індивідів. Часто на головці добре розвинені всі чотири грані цих форм. Грані і $\{113\}$ поступаються їм за площею і простежуються рідше. Ще більш рідкісною є форма $f\{225\}$, а грані $\varepsilon\{114\}$ (рис. 4.6 а), $r\{121\}$ (рис. 4.3 е), $\tau\{131\}$ (рис. 4.6 д), $\gamma\{232\}$ (рис. 4.6 а) зафіковані на поодиноких кристалах.

Отже, морфологія кристалів топазу із заноришів досить розмаїта. Трапляються індивіди як з простим, так і з досить багатим ограненням головки. Единим критерієм для виділення морфологічних типів кристалів волинського топазу може бути наявність і розвиток граней третього пінакоїда $c\{001\}$. За цим критерієм виділяють два морфологічні типи кристалів: ільменський і адун-чілонський, проте і в межах цих типів кристали відрізняються ступенем багатства свого огранення.

Для найбідніше огранених індивідів адун-чілонського типу типовий розвиток на головці граней $f\{011\}$ та $u\{112\}$. До них інколи приєднуються грані $o\{111\}$, $u\{021\}$. На головках окремих кристалів розвинені грані лише однієї простої форми – $f\{011\}$ (рис. 4.1 а). В інших випадках простежуються такі комбінації: 1) $f\{011\} + u\{112\}$; 2) $f\{011\} + u\{112\} + u\{021\}$; 3) $f\{011\} + u\{112\} + u\{021\} + o\{111\}$ (рис. 4.2 б–г). Такі індивіди, зокрема, невеликі за розмірами, деколи переважають довжиною кілька сантиметрів вздовж [001]. Крім відсутності пінакоїда $c\{001\}$, їхньою типовою ознакою є підпорядковане значення граней $o\{111\}$.

Окремо відзначимо кристал, в огранці головки якого беруть участь форми $d\{101\}$, $f\{011\}$ і $y\{021\}$ (рис. 4.1 е). Хоча серед них добре розвинена лише одна грань $d\{101\}$, а інші грані мають другорядне значення.

На багатьох за морфологією кристалах, крім вищезгаданих форм, виявлені $X\{023\}$ та $i\{113\}$. В огранці головок таких індивідів беруть участь грані 4–6-ти простих форм: $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $y\{021\}$, до яких можуть приєднуватися $X\{023\}$, $d\{101\}$ або $i\{113\}$ (див. рис. 4.2 а–е). Не типовим є поєднання граней $f\{011\}$, $o\{111\}$ і $X\{023\}$ (рис. 4.2 б).

Загалом індивіди адун-чілонського типу відзначаються більшими ограненнями, ніж ільменського, і в занориших трапляються рідше.

Між ільменським і адун-чілонським типами бувають кристали з проміжним характером огранення (рис. 4.3). На них наявні слабкорозвинені грані $c\{001\}$, з якими комбінуються $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $d\{101\}$, рідше $y\{021\}$, $X\{023\}$, $i\{113\}$, $r\{121\}$. Остання зафікована лише на одному індивіді. Інколи трапляються кристали, на яких з призм $\{0kl\}$ розвинена тільки $X\{023\}$ (рис. 4.3 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 найбільші за ограненням індивідів утворені гранями $c\{001\}$, $f\{011\}$ і $u\{112\}$ або $o\{111\}$ (рис. 4.4). На окремих індивідах наявні обидві дипіраміди $u\{112\}$ і $o\{111\}$, з якими може комбінуватися призма $y\{021\}$ (див. рис. 4.4 в). Ці кристали в занориших трапляються досить рідко, а їхні розміри невеликі.

Подальше збагачення габітусу кристалів пов'язане з розвитком граней $d\{101\}$, разом з якими появляються $X\{023\}$, $i\{113\}$, рідше $f\{225\}$ і $\beta\{012\}$ (рис. 4.5 а–и). Зазначимо, що призма $d\{101\}$ типова для 67 % всіх досліджених індивідів, а на кристалах з пінакоїдом $c\{001\}$ її частота ще вища (77 %). В огранці їхніх головок беруть участь від 5-ти до 8-ми простих форм. На більшості серед них виявлені грані $c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, до яких часто приєднуються $X\{023\}$, $i\{113\}$, інколи $f\{225\}$, $\beta\{012\}$.

Найбагатше огранення властиве індивідам, в яких наявна призма $h\{103\}$. Їхні головки утворені гранями 7–10-ти простих форм. Грані $h\{103\}$ комбінуються з $c\{001\}$, $f\{011\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, а також $y\{021\}$, $X\{023\}$, $i\{113\}$, рідше $f\{225\}$ (рис. 4.5 і-м). Ці кристали, зазвичай, сягають значних розмірів – понад 10 см вздовж [001].

Окремі індивіди мають своєрідну морфологію.

На головці одного з них, крім поширеніх форм $c\{001\}$, $f\{011\}$, $y\{021\}$, $d\{101\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, виявлені $Q\{201\}$, $\varepsilon\{114\}$ і $\gamma\{232\}$ (рис. 4.6 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 $X\{023\}$, $y\{021\}$ і $o\{111\}$ (рис. 4.6 б), що робить цей кристал близьким до мурзинського типу, не виявленого серед волинських топазів.

Третій індивід має багате огранення при відсутності призм $\{h01\}$ (рис. 4.6 в). Рідкісні грані $\{236\}$, $\{123\}$ притуплюють ребра кристалу.

Крім монокристалів, бувають зростки з двох–чотирьох індивідів (рис. 4.8). Здебільшого індивіди зростаються у паралельному положенні, деколи з трьох індивідів паралельні лише два (рис. 4.8 е). Морфологія індивідів, що зрослися, також як і монокристалів. На одному з індивідів зростка зафікована грань $\tau\{131\}$ (рис. 4.8 д).

Кристали із зон вилугувування. Зона вилугувування розташована під заноришем. Вона сформувалася унаслідок дії гідротермальних розчинів на графіко-пегматоїдні породи. Ці розчини викликали альбітизацію мікрокліну, розчинення і винесення кварцу [32]. У зоні вилугувування трапляються одноголові ($3/4$), і двоголові ($1/4$) індивіди. Їхній обрис змінюється від ізометричного і короткостовчастого до стовпчастого, при призматичному габітусі (рис. 4.9).

У вертикальному поясі розвинені грані двох призм – М {110} і 1 {120}, зрідка пінакоїдів а {100} і b {010}, призми N {210}. Грані М {110} здебільшого переважають за площею над 1 {120}, хоча часто обидві форми розвинені однаково, інколи переважають грані 1 {120}. На індивідах нерідко розвинені всі чотири грані призм М {110} і 1 {120}, причому грані однієї і тієї ж простотої форми мають приблизно одинакові розміри.

На головках кристалів виявлені грані призм d {101}, f {011}, у {021}, X {023}, дипірамід о {111}, u {112}, і {113}, пінакоїда с {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 головці кристалів. Інколи поверхня цих граней частково заміщена конусами розчинення. Для індивідів із занориша типові форми у {021} і X {023} тоді як у кристалів із зон вилугування вони рідкісні. Бувають кристали, головки яких утворені лише гранями f {011} і у {021}.

Грані ромбічних дипірамід переважно малорозвинені, лише на окремих індивідах грані о {111} і u {112} досить великі. Найбільшими за площею є грані о {111}, за ними йдуть u {112} та і {113}. Часто грані о {111} і u {112} мають одинакові 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 одинакові розміри. Грані о {111} та u {112} виявлені практично на всіх кристалах, грані і {113} простежуються частіше, ніж на індивідах із заноришів.

Грані пінакоїда с {001} на більшості індивідів або відсутні, або ж невеликі.

Отже, у зоні вилугування переважають індивіди адун-чілонського типу, ільменський тип трапляється рідше.

Аналізуючи особливості огранення, доходимо висновку, що індивіди в зоні вилугування часто росли в умовах рівномірного припливу речовини і максимально симетричного середовища, близького до симетрії кулі $\infty L_{\infty} \infty PC$,

що на Землі можливо лише при більш-менш рівномірному обертанні кристалів у мінералоутворювальному розчині.

Кристали пізньої генерації. Пізні топази пов'язані із метасоматично зміненими породами, які знаходяться під пегматитовими тілами. Ці породи утворилися під дією післямагматичних розчинів на рапаківоподібні вмісні граніти. Спочатку виникали кварц-біотитові і біотитові породи, які потім перетворювалися в агрегат з гідрослюді, сидериту, альбіту та ін. [118, 110]. З метасоматичними змінами гранітів пов'язана також берилієва мінералізація. Гідротермальні розчини на різних стадіях мінералоутворення розчиняли берил з утворенням за його рахунок берtrandиту і фенакіту. Топаз утворився дещо раніше цих мінералів. Після топазу кристалізувалися калієвий польовий шпат і альбіт, які часто нарощують на гідрослюді. Але всі ці мінерали кристалізувалися у вузькому температурному інтервалі. Температура гомогенізації включень у фенакіті, становить 130–160 °C, у флюориті – 160–165 °C [131].

Кристали топазу водяно-прозорі, безбарвні. Їхні розміри не перевищують 3–4 мм вздовж [001]. Габітус кристалів призматичний, обрис стовпчастий (рис. 4.13).

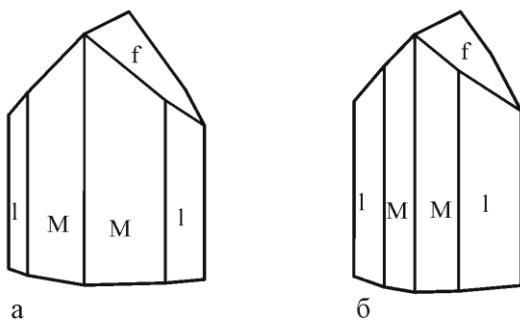


Рис. 4.13 Морфологія кристалів топазу із метасоматично змінених порід

У зоні [001] на всіх індивідах розвинені грані призм M {100} і l {120}. Співвідношення їхніх розмірів різне. Часто вони мають одинакові розміри, або

грані $M\{110\}$ переважають над $l\{120\}$. Грані однієї і тієї самої призми, зазвичай, розвинені неоднаково. На цих гранях часто простежується вертикальна штриховка, тому вони не завжди дають чіткий точковий сигнал. Частіше він є світловою смugoю 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 $\phi = 42-45^\circ$ максимуми відповідають $\{120\}$, $\{9.17.0\}$, $\{10.21.0\}$, в інтервалі $43-49^\circ$ – $\{120\}$, $\{7.13.0\}$, $\{350\}$. Остання смуга простежується до $\phi = 54^\circ$, що відповідає $\{8.11.0\}$. Крім того, в зоні $[001]$ знайдена одна грань призм зокрема для $\{340\}$, $\{470\}$, $\{580\}$. Від однієї грані $\{hk0\}$ крайні максимуми смуги ($\phi = 56-59^\circ$) близькі до $\{450\}$ і $\{780\}$. На одному індивіді знайдена грань, що за розмірами не поступається $M\{110\}$ та $l\{120\}$, і сигнал від якої відповідає $\{9.25.0\}$ ($\phi = 34^\circ 15'$).

На головці кристалів виявлено лише грані призми $f\{011\}$, які внаслідок розчинення є матовими і дають сигнал з виглядом світлової плями.

Отже, пізня генерація топазу відзначається найбіднішим ограненням.

4. 2. 1. Характеристика простих форм

Форми $M\{110\}$ та $l\{120\}$ розвинені на всіх кристалах як габітусні форми. Зазвичай за розмірами, переважно, 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 штриховки призводить до того, що ці грані інколи опуклі і між ними не фіксується чітке ребро. Крім того, на гранях простежуються прямокутні східчасті ямки розчинення.

Форма $b\{010\}$ має другорядне значення. На кристалах із заноришів вона фіксується рідко, а на кристалах із зон вилугувування її не виявлено. Грані

$b\{010\}$ не сягають значних розмірів. Вони покриті густою штриховкою, що призводить до опуклості грані.

Форма $\lambda\{470\}$ – рідкісна. Добре розвинена лише одна грань на одному кристалі із занориша. На кристалах із зон вилугування вона не виявлена.

Форма $a\{100\}$ є рідкісною. Вона зафікована лише на одному кристалі із занориша і сформована двома невеликими гранями. На кристалах із зон вилугування ця форма не виявлена.

Форма $c\{001\}$ має велике класифікаційне значення. Саме за наявністю і розвитком $c\{001\}$ топази поділяють на типи. Форма наявна на більшості кристалів із заноришів (75,34 %), її розвиток коливається в широких межах. На більшості індивідів вона 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 за [010]. В зоні вилугування кристали без пінакоїда $c\{001\}$ трапляються дещо частіше, ніж з ним (67 %).

Форма $\beta\{012\}$ зафікована лише на одному індивіді (рис. 4.5), де утворена двома досить великими гранями. Інтересним є фігури розчинення наявні на цій грані. Вони мають вигляд груп еліпсоподібних піднят, серед яких окремі виявляють чотирьохгранну будову. Ці фігури опуклі, мають тоненьку блокову будову. Опуклість паралельна довгій осі [010];

Призма $X\{023\}$ відносно поширені і зафікована більше, ніж на третині кристалів із занориша (41,1 %). Її грані невеликі за розмірами 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. Інколи трапляються кристали з рівномірним розвитком $X\{023\}$. На кристалах зон вилугування ця форма відсутня.

Форма $f\{011\}$ наявна майже на всіх кристалах (95,89 %) і відіграє значну роль у огранці головки. Вона домінує серед призм поясу [100]. 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 типу рівнобедрених трикутників. В зоні вилуговування форма фіксується на всіх кристалах.

Форма $u\{021\}$ досить пошиrena. 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 тільки 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 $d\{101\}$ зафікована 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 $h\{103\}$ трапляється 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 $o\{111\}$ зафікована майже на всіх кристалах (87,67 %). Її грані часто сягають значних розмірів і розвинені краще, ніж інші дипіраміди. 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, паралельних видовженню $[100]$, або неправильних трикутних заглиблень. В зоні вилуговування форма також виявлена на всіх індивідах. Тут її грані не досягають значних розмірів, хоча домінують серед дипірамід.

Форма $u\{112\}$ розвинена майже на всіх індивідах (87,67 %). За розмірами вона переважно поступається $o\{111\}$, хоча більша за інші дипіраміди. На дрібних індивідах, подекуди, $u\{112\}$ є єдиною дипірамідою, або розвинена краще за $o\{111\}$, на великих за поширенням – поступається $o\{111\}$. На головках буває від одної до чотирьох граней цієї форми. Зазвичай вони розвинені нерівномірно. В зоні вилуговування форму знайдено на всіх кристалах. Грані $u\{112\}$ тут за розмірами трохи поступаються $o\{111\}$ або рівні з ними за площею.

Форма $f\{225\}$ є досить рідкісною (6,85 %). На головках кристалів простежуються всі чотири, або одна грань форми. Грані $f\{225\}$ не сягають значних розмірів. На кристалах зон вилуговування вони не знайдені.

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

Форми $\varrho\{201\}$, $\varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$ та $\chi\{123\}$ виявлені лише на одному кристалі і не відіграють значної ролі в його огранці. Лише призма $\varrho\{201\}$ сягає середніх розмірів, а всі дипіраміди сформовані однією невеликою гранню. Форми $\varrho\{201\}$, $\varepsilon\{114\}$ і $\gamma\{232\}$, зафіксовані на одному і тому ж нетиповому індивіді (рис. 4.6 а), $r\{121\}$ і $\chi\{123\}$ – на інших.

На рис. 4.14–рис. 4.16 подані гномостереографічні проекції кристалів топазу із заноришів, зон вилуговування та метасоматично змінених порід.

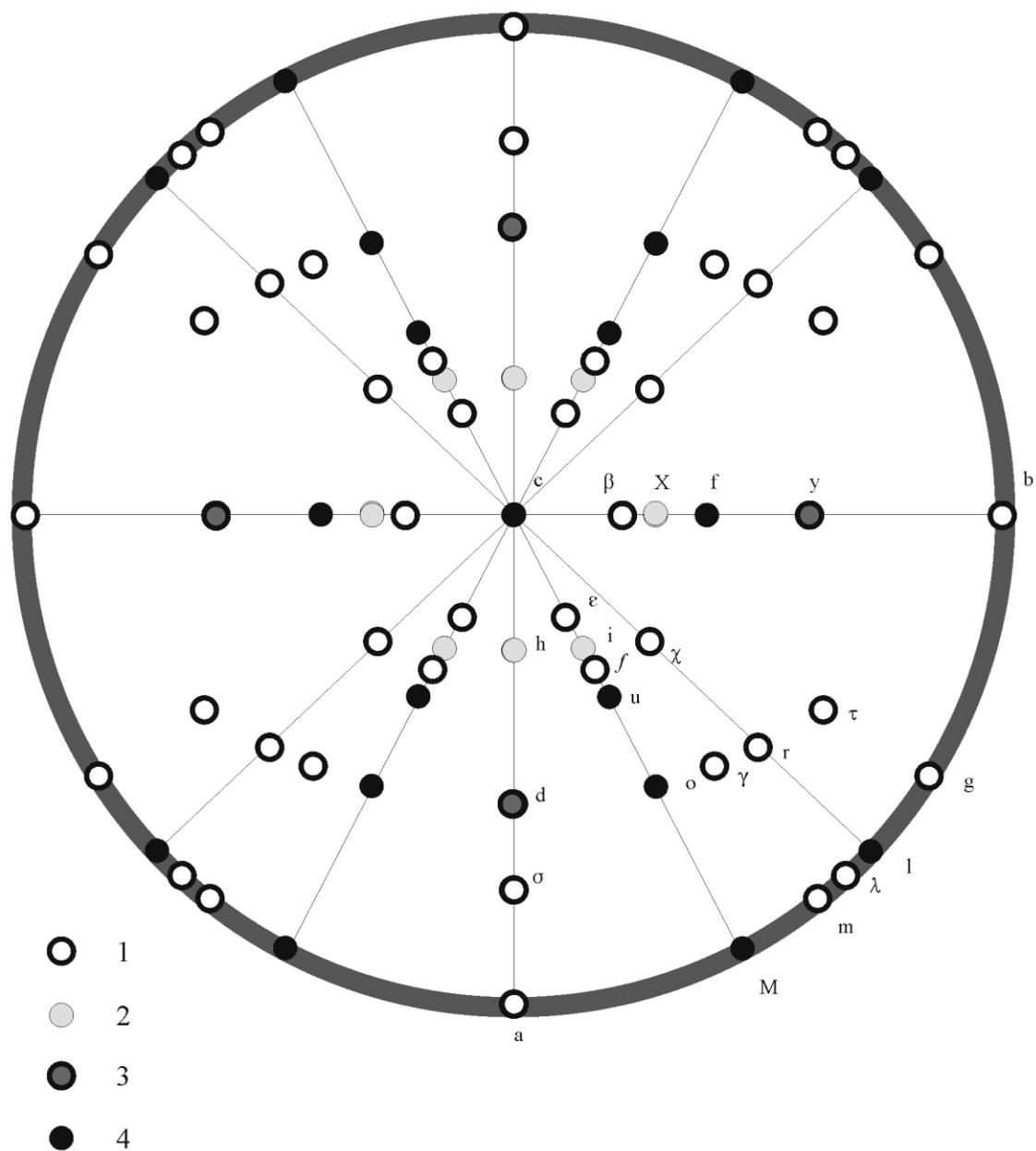


Рис. 4.14 Гномостереографічна проекція кристалів топазу із заноришів:

- 1 – частота прояву простих форм до 20 %,
- 2 – 20–50 %,
- 3 – 51–75 %,
- 4 – понад 75 %.

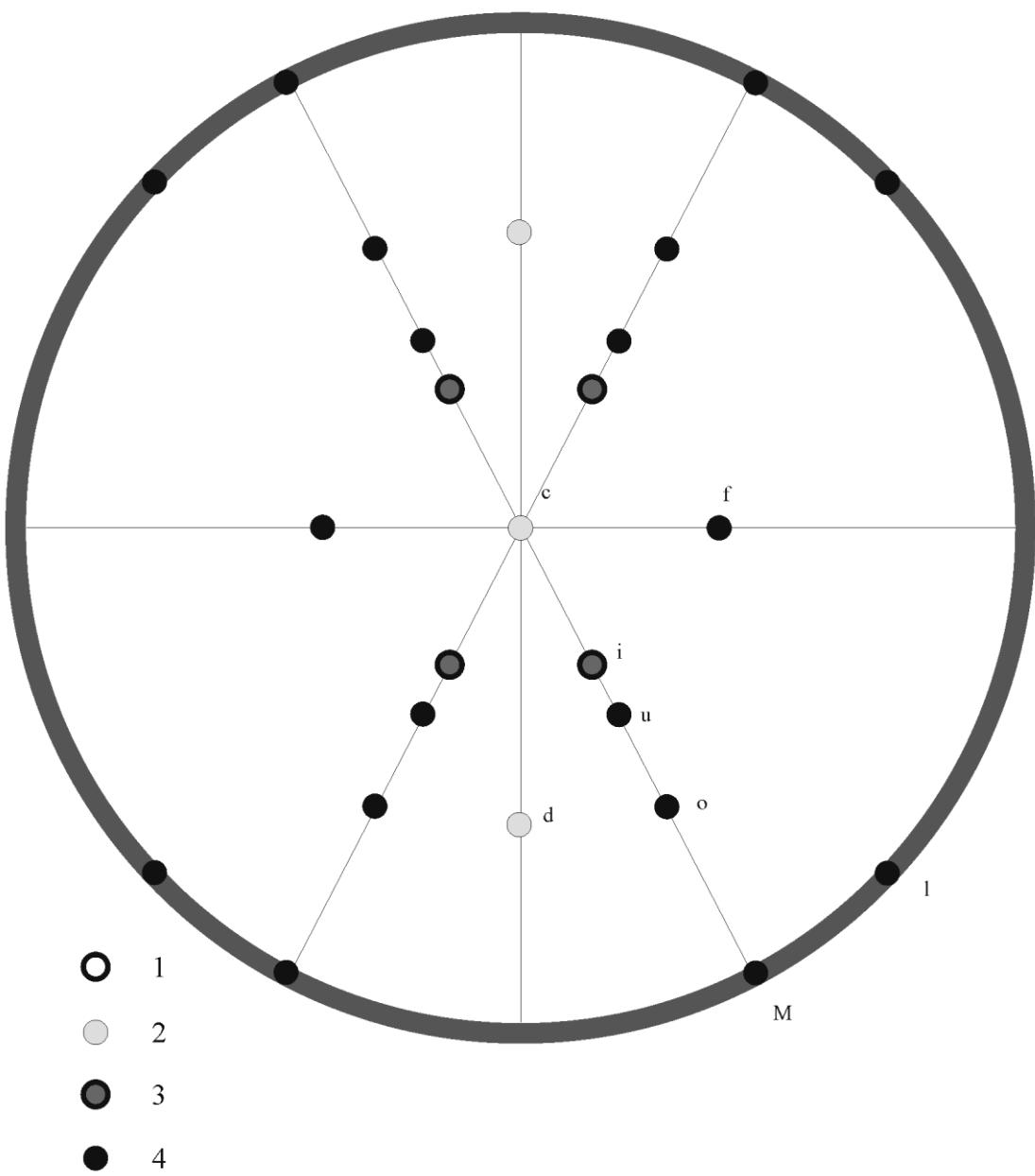


Рис. 4.15 Гномостереографічна проекція кристалів топазу із зон вилуговування:

- 1 – частота прояву простих форм до 20 %,
- 2 – 20–50 %,
- 3 – 51–75 %,
- 4 – понад 75 %.

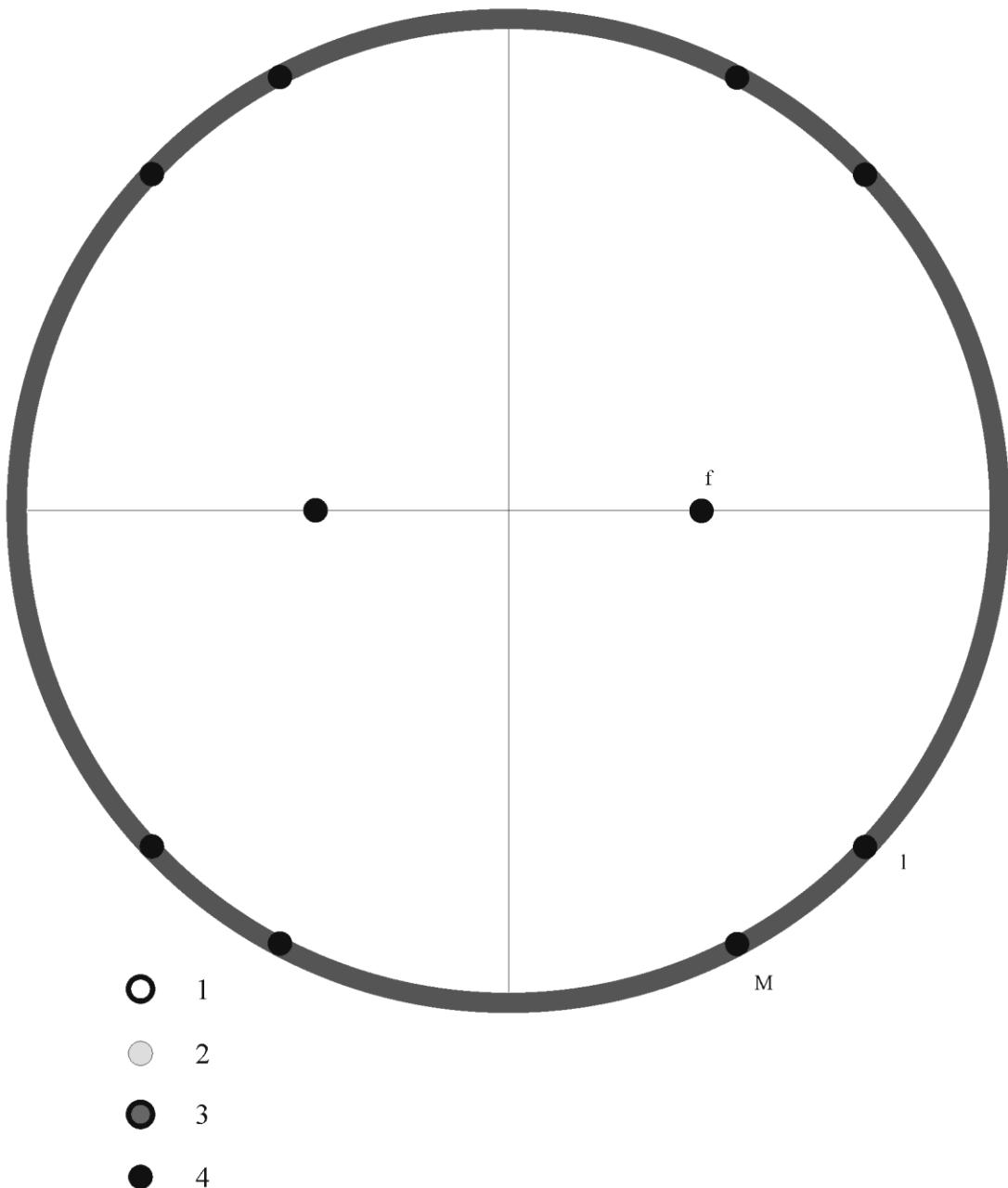


Рис. 4.16 Гномостереографічна проекція кристалів топазу із метасоматично змінених порід:

- 1 – частота прояву простих форм до 20 %,
- 2 – 20–50 %,
- 3 – 51–75 %,
- 4 – понад 75 %.

4. 2. 2. Статистичний аналіз результатів гоніометричних вимірювань

Кристаломорфологічні дослідження топазів показали, що морфологія їхніх індивідів розмаїта. Особливим багатством граней відзначаються кристали із заноришів. Індивіди із зони вилуговування і метасоматично змінених порід (пізня генерація) значно бідніші за ограненням. При дослідженнях необхідно насамперед встановити частоту прояву простих форм на кристалах, та комбінацій простих форм і виділити найхарактерніші для комбінацій останніх тощо. Подібні дослідження здійснені для кальциту із Штрамберка (Словаччина) [174]. Треба зазначити, що на кристалах топазу часто наявні не всі грані простої форми або їх розвиток нерівномірний. Цей факт також враховувався при підрахунках частоти прояву граней простих форм. Досліджувалася також залежність морфології кристалу від його розмірів здійснювалися спроби виділити типи кристалів користуючись кластерним аналізом.

Оскільки у вертикальному поясі усіх кристалів наявні добре розвинені грані призм M {110} та L {120}, а інші трапляються лише на поодиноких кристалах, то на нашу думку статистичному аналізу доцільно піддавати лише інформацію про кристаломорфологію головок індивідів. Для проведення статистичного аналізу нами використовувалися програми SPSS Statistics і Microsoft Excel. Всього було піддано статистичноманалізу інформацію про 73 багатогранники і зростки із заноришів і 12 – із зон вилуговування. Кожен індивід зростка, на якому можна встановити прості форми, розглядався окремо. Дані для аналізу наведені в табл. 4.1.

Результати статистичного дослідження гоніометричних вимірювань подані в табл. 4.2 – табл. 4.5. Необхідно зауважити, що практично всі індивіди топазу із заноришів мають одну головку.

У табл. 4.2 подається частота прояву простих форм на головках кристалів топазу із заноришів та зон вилуговування. Із табл. 4.2 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 подає Дж. Шіглі: $\{112\} \{011\} \{021\} \{001\} \{111\} \{101\} \{010\}$ [175]. Рідкісні для кристалів заноришів форми $\beta\{012\}$, $\varrho\{201\}$, $\varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$ зафіковані лише на одному кристалі. На кристалах зон вилуговування форми $f\{011\}$, $o\{111\}$ і $u\{112\}$ наявні на всіх індивідах. Дипіраміда $i\{113\}$ є поширенішою на кристалах зон вилуговування, ніж на багатогранниках із заноришів (67 %), а форми $c\{001\}$ і $d\{101\}$ трапляються рідше (відповідно 33 і 25 %). Інші форми в зоні вилуговування не виявлені.

Морфологічну важливість граней визначали також за методом П. Нігглі [174]. З цією метою, крім реальної частоти граней (h), обчислювали комбінаційну стійкість (p), тобто кількість комбінацій, в яких наявна дана форма, причому кожна комбінація враховувалася лише один раз. Для обчислення частоти прояву простої форми в поєднанні з відносними розмірами граней всі грані розподіляли на три групи: γ_1 – великі, γ_2 – середні, γ_3 – малі. Число вагомості граней g визначали за формулою $g = 1\gamma_1 + 2/3 \times \gamma_2 + 1/3 \times \gamma_3$.

В табл. 4.3 подається співвідношення між частотою прояву форми на кристалах із заноришів та відносним їх розвитком. Як і для звичайної частоти, найважливішими є форми $f\{011\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $c\{001\}$ у $\{021\}$, $d\{101\}$, хоча завдяки відносному розвитку граней видно, що за однакової частоти дипіраміда $o\{111\}$ важливіша ніж $u\{112\}$. Ряд морфологічної важливості простих форм з урахуванням комбінаційної стійкості і відносного розвитку граней на головках волинських топазів має такий вигляд:

$f\{011\} - o\{111\} - u\{112\} - c\{001\} - y\{021\} - d\{101\} - X\{023\} - i\{113\} - h\{103\} - f\{225\} - \beta\{012\} - \varrho\{201\} - \varepsilon\{114\}, r\{121\}, \tau\{131\}, \gamma\{232\}, \chi\{123\}$.

Інформація табл. 4.4 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 %), $f\{011\} + c\{001\}$ та $o\{111\} + c\{001\}$ (по 71,23 %), $u\{112\} + c\{001\}$ (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]) бідноогранених індивідах, $o\{111\}$ – на великих.

Детальніше залежність морфології кристалів від їхніх розмірів подано у табл. 4.5. Із останньої бачимо, що практично всі важливі прості форми частіше трапляються на великих кристалах, ніж на дрібних. Винятком є призма $f\{011\}$, що наявна майже на всіх індивідах незалежно від їхніх розмірів.

Як користуватися таблицею, пояснимо на прикладі пінакоїда $c\{001\}$. Цифри 7, 13, 35, 55 в рядку «Кількість 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 виявлений пінакоїд, 12,73 % припадає на дрібні, 23,64 % – на середні, 63,64 % – на великі. Цифри в рядку «Розмір, %» означають що пінакоїд $c\{001\}$ виявлений на 46,67 % дрібних індивідів, 59,09 % – середніх і 97,22 % – великих. Всього пінакоїд трапляється на 75,34 % кристалів. Враховуючи, що 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 кристалу визначають відносний розвиток пінакоїда $c\{001\}$, призм $\{0kl\}$ і дипірамід $\{111\}$ зазвичай $o\{111\}$ і $u\{112\}$, то саме їхні відносні розміри доцільно взяти за змінні. За спостереження береться № кристала. Ієрархічний кластерний аналіз при активованій послідовності злиття (Agglomeration schedule) методом зв'язку між групами (Between-groups linkage) при закріпленному z-перетворенні (z scores) виділив 6 кластерів, які відповідають типам головок кристалів топазу.

Табл. 4.1

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

№ кристала	Прості форми																Відносні розміри
	001	012	023	011	021	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123
1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
3	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
4	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
5	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
6	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
8	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
9	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
10	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
11	0	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
12	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
13	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
14	1	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
15	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
16	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
17	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
18	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0
19	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
20	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
21	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
22	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
23	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
24	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
25	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0
26	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
27	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
28	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
29	1	0	1	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
30	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
31	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
32	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0
33	1	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
34	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0

Табл 4.1. Продовження

35	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	2
36	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	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	0	3
38	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
39	1	0	0	1	1	0	1	1	1	0	0	1	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	0	1
41	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1
42	0	0	0	1	1	0	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	1	0	0	0	0	2
44	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
45	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
46	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
47	1	0	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	2
48	0	0	0	1	0	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	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	0	1	2
51	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	2
52	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	2
53	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	2
54	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	2
55	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	2
56	0	0	0	1	0	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	1	0	0	0	0	3
58	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
59	1	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
60	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
61	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	1	0	3
62	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
63	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	3
64	1	0	1	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
65	1	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
66	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	3
67	1	0	0	1	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	3
68	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
69	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	2
70	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	2
71	1	0	0	1	0	1	0	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	1	1	0	0	0	3
73	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	3

П р и м і т к а. 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 кількох кристалографічних осях).

Табл. 4.2

Частота простих форм на кристалах топазу із заноришів і зон вилуговування

hkl	Занориш		Зона вилуговування	
	Кількість кристалів	%	Кількість кристалів	%
001	55	75,34%	4	33,33%
012	1	1,37%	0	0,00%
023	30	41,10%	0	0,00%
011	70	95,89%	12	100,00%
021	41	56,16%	0	0,00%
103	15	20,55%	0	0,00%
101	40	54,79%	3	25,00%
201	1	1,37%	0	0,00%
114	1	1,37%	0	0,00%
113	24	32,88%	8	66,67%
225	5	6,85%	0	0,00%
112	64	87,67%	12	100,00%
111	64	87,67%	12	100,00%
121	1	1,37%	0	0,00%
232	1	1,37%	0	0,00%
131	1	1,37%	0	0,00%
123	1	1,37%	0	0,00%
Всього	73	100,00%	12	100,00%

Табл. 4.3

Частота простих форм на кристаллах топазу із заноришів із врахуванням відносних розмірів граней

hkl	Загальна частота		Частота із врахуванням відносних розмірів граней	
	Кількість кристалів	%	Кількість балів	%
001	55	75,34%	100	45,66%
012	1	1,37%	3	1,37%
023	30	41,10%	49	22,37%
011	70	95,89%	195	89,04%
021	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%

Табл. 4.4

Частота поєднання простих форм на кристалах топазу із заноришів, %

hkl	001	012	023	011	021	103	101	201	114	113	225	112	111	121	232	131	123
001		1,37%	34,25%	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%
012	1		1,37%	1,37%	1,37%	0,00%	1,37%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	1,37%	1,37%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
023	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%
011	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%
021	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%	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%
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%	0,00%
201	1	0	0	1	1	0	1		1,37%	0,00%	0,00%	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%	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%	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%
112	51	1	26	62	38	15	38	1	1	24	4		78,08%	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%	0,00%
121	1	0	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	1		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%
131	1	0	0	1	1	0	1	0	0	1	0	1	1	0	0		0,00%
123	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	

Табл. 4.5

Частота простих форм на кристалах топазу із заноришів залежно від розмірів індивідів

hkl	Кількість кристалів				hkl, %				Розмір, %			
	1	2	3	Σ	1	2	3	Σ	1	2	3	Σ
001	7	13	35	55	12,73	23,64	63,64	100,00	46,67	59,09	97,22	75,34
012	0	0	1	1	0,00	0,00	100,00	100,00	0,00	0,00	2,78	1,37
023	3	4	23	30	10,00	13,33	76,67	100,00	20,00	18,18	63,89	41,10
011	14	22	34	70	20,00	31,43	48,57	100,00	93,33	100,00	94,44	95,89
021	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

П р и м і т к а. Кристали: 1 – дрібні, 2 – середні, 3 – велики

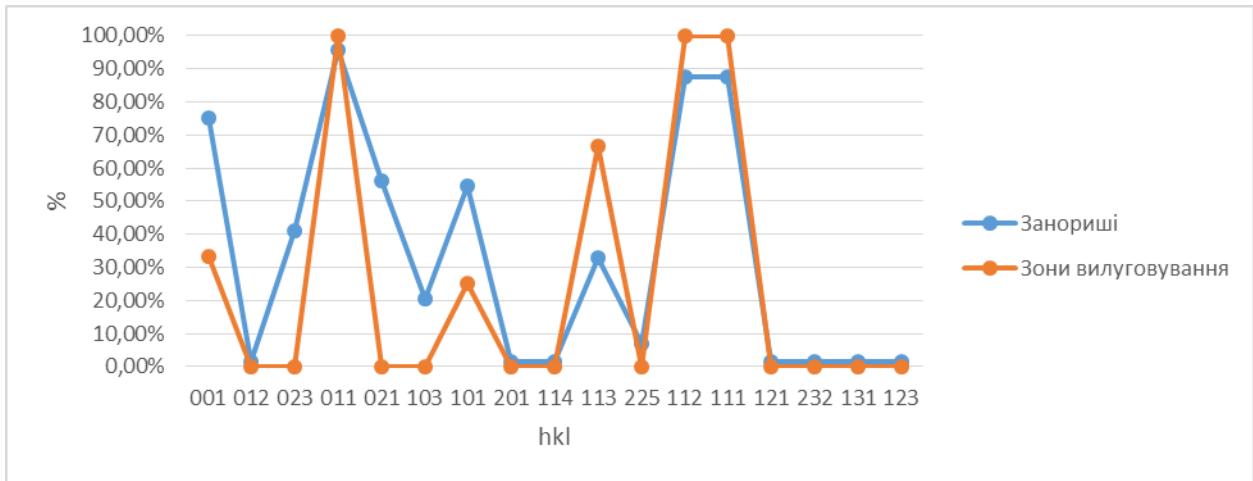


Рис. 4.17 Частота простих форм у заноришах та зоні вилуговування

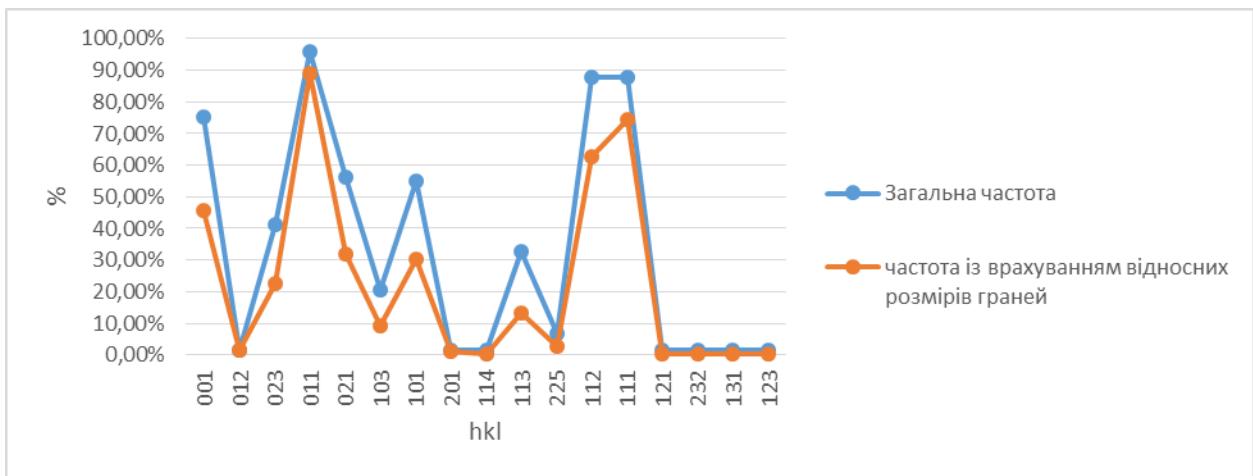


Рис. 4.18 Частота простих форм у заноришах із врахуванням відносних розмірів граней

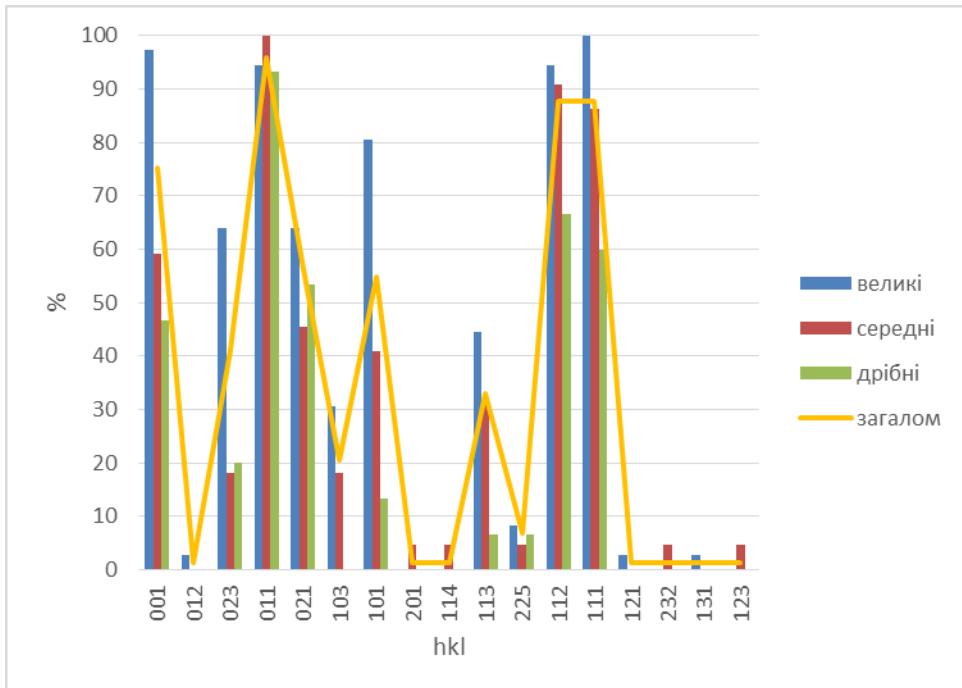


Рис. 4.19 Частота простих форм на кристалах топазу із заноришів залежно від розмірів індивідів

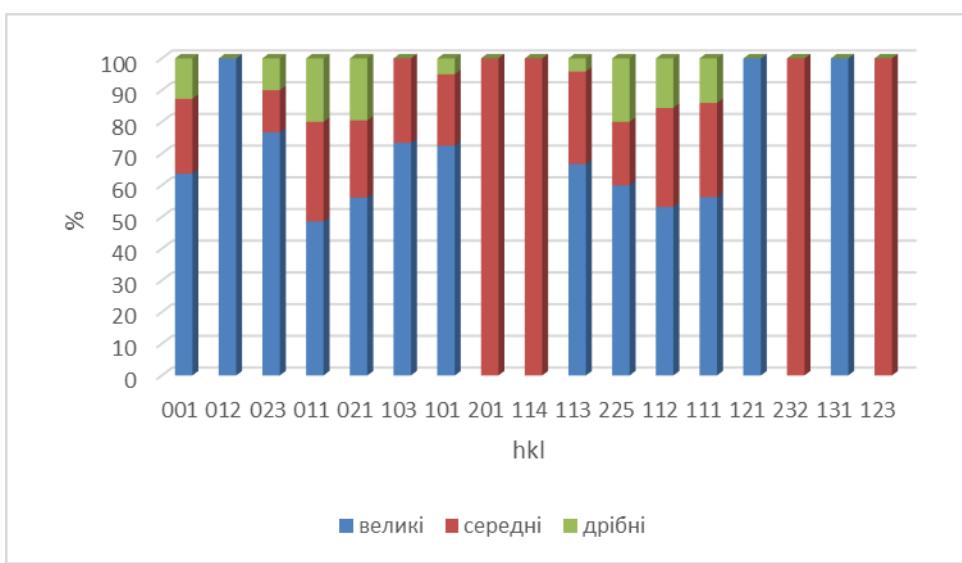


Рис. 4.20 Частота простих форм на кристалах топазу із заноришів залежно від розмірів індивідів

До першої групи (рис. 4.21 а) належать кристали, головку яких формує призма $f\{011\}$. Інші призми $\{0kl\}$ – відсутні, дипіраміди мають підпорядковане значення. Такі індивіди адун-чілонського типу в камерних пегматитах Волині типові для зони вилуговування та дрібних кристалів із заноришів. До цієї групи належить 10,96 % багатогранників.

Другий кластер (рис. 4.21 б), охоплює дрібні індивіди із заноришів. Він відрізняється 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 дипіраміди мають другорядне значення. Пінакоїд с $\{001\}$ на кристалах цієї групи відсутній або не має значних розмірів. Такі кристали дуже поширені (60,27 %).

Для кристалів третьої групи (рис. 4.21 в) типова вузька грань пінакоїда с $\{001\}$. Це перехідні кристали між ільменським і адун-чілонським типами. Вони мало поширені (4,11 %).

Четверта група (рис. 4.21 г) сформована типовими ільменськими кристалами з добре розвиненими гранями пінакоїда с $\{001\}$ та призми $f\{011\}$. Інші призми – відсутні. У цих кристалах домінують дипіраміди u $\{112\}$ над o $\{111\}$. Така картина буває тільки на невеликих індивідах. Такі індивіди – рідкісні (5,48 %).

П'ята група (рис. 4.21 д) сформована кристалами ільменського типу з відносно багатим ограненням. Такі індивіди типові для заноришів. До цієї групи відносять 9,59 % багатогранників.

До шостої групи (рис. 4.21 е) належать індивіди ільменського типу з найбагатшим ограненням. Це великі кристали із заноришів. До цієї групи, як і до попередньої, належить 9,59 % індивідів.

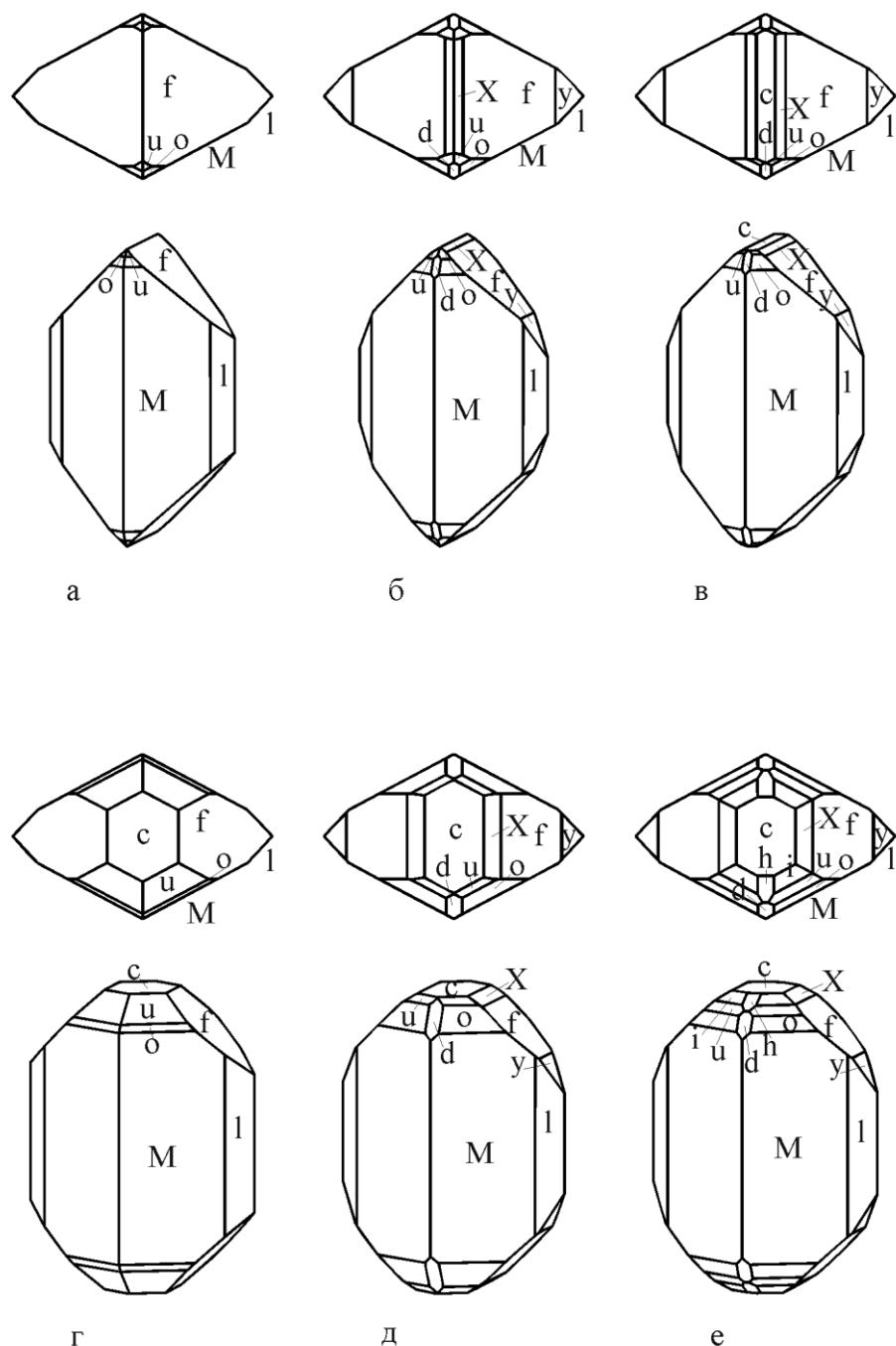


Рис. 4.21 Морфологічні типи волинських топазів

Як бачимо з розподілу індивідів, математичні методи не надто добре підходять для класифікації топазів. Інші способи кластерного аналізу (метод K-середніх (K-Means Cluster) та ін.), або кластерний аналіз, виконаний при інших параметрах (зв'язок всередині груп (Within-groups linkage), найближчий сусід (Nearest Neighbor), дальній сусід (Furthest Neighbor), центроїдна кластеризація (Centroid clustering), медіанна кластеризація (Median clustering), метод Варда (Ward-Method) дають гірші результати.

Видається логічним об'єднати другу і третю групи, а також п'яту і шосту.

У підсумку ми отримуємо наступні групи для класифікації волинських топазів:

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

4. 2. 3. Розвиток поясів у топазі

Найбільша кількість простих форм (більше п'яти) на волинських топазах виявлена в поясах [001], [110], [100], [010], [101]. По чотири простих форми на топазах зафіксовано в зонах [210], [301], по три – [320], [310], [021], [032], [011], [012] (рис. 4.22). Нижче наводиться коротка характеристика цих поясів та перелік простих форм, які до них належать.

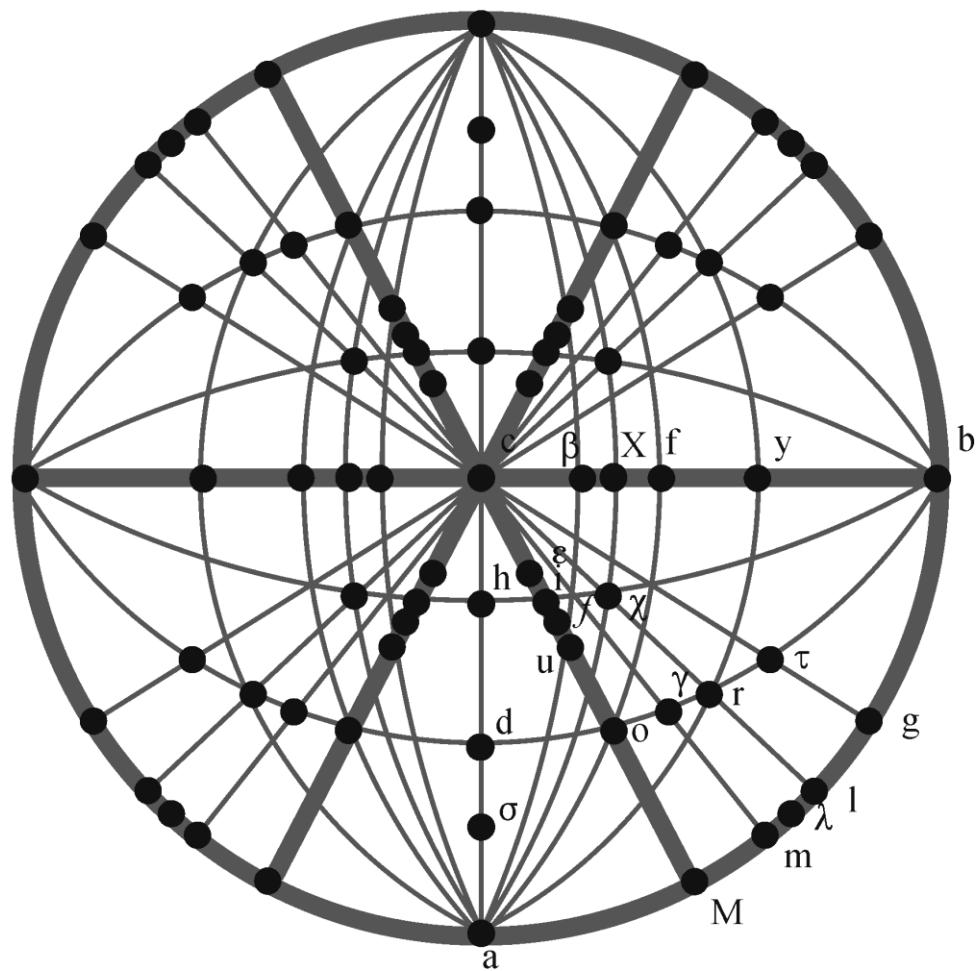


Рис. 4.22 Розвиток поясів на волинських топазах (гномостереографічна проекція). Найважливіші зони виділені товстими лініями.

Зона [001]: на всіх індивідах наявні грані М {110} та 1 {120}, рідше простежуються т {230}, г {130}, а {100}, λ {470}, б {010}. В кристалах зон вилугування виявлена N {210}.

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

Зона [010]: $d\{101\}$, $h\{103\}$, $Q\{201\}$ (а також пінакоїди $a\{100\}$ і $c\{001\}$). Грані $h\{103\}$ трапляються порівняно рідко і лише на індивідах з багатим ограненням. Призма $Q\{201\}$ зафікована тільки на одному індивіді (одна грань) з специфічним ограненням (рис. 4.6 а).

Зона [110]: сюди належить 7 форм, крім $M\{110\}$ і $c\{001\}$, $o\{111\}$, $u\{112\}$, $f\{225\}$, $i\{113\}$, $\varepsilon\{114\}$.

Зона [101]: сюди належать $d\{101\}$, $b\{010\}$, $o\{111\}$, $\gamma\{232\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$. На більшості кристалів є $o\{111\}$, інші дипіраміди дуже рідкісні.

До наступних поясів належать такі 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]: $m\{230\}$, $\gamma\{232\}$, $c\{001\}$.

В огранці кристалів відіграють вирішальну роль три зони: [001], [100] та [110]. На рис. 4.22 вони показані товстою лінією.

Враховуючи важливі пояси, нами були додатково виявлені на топазах нові другорядні грані.

На одному кристалі знайдено грань дипіраміди $\chi\{123\}$, 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 $\gamma\{232\}$ (знайдена на одному зразку) знаходиться на перетині поясів [320] і [101].

Виходячи з розвитку поясів, на волинських топазах варто очікувати такі грані {133}, У{212}, s {136}, ψ {124}, v {122}, η {233}, {163}, {263}, {463}. Ці форми мають порівняно прості символи і знаходяться на перетині важливих поясів. Останні три форми, наскільки нам відомо, на топазі не виявлені.

4. 3. Вплив структурних чинників на морфологію кристалів топазу

Вплив структурних чинників на кристаломорфологію топазу в дисертації детально розглянуто в розділі 3.

Кожен метод має свої переваги і недоліки. Так визначення ретикулярної густини із врахуванням розширення І.Д. Х. Доннея та Д. Харкера є досить простим у застосуванні, хоча розглядає лише геометричні одиниці в кристалічній структурі, і, згідно з цим методом, морфологічна важливість граней кристалів, що належать до однієї просторової групи буде однакова, тоді як на практиці часто простежуються помітні відмінності між морфологією таких мінералів [158]. Щодо рентгенометричного способу визначення морфологічно важливих граней на кристалах, то він часто дає подібні результати, оскільки наявна чітка кореляція між ретикулярною густиною та відстанню між плоскими сітками d_{hkl} . Методика визначення морфологічно важливих граней за їхньою величиною симетрії також проста в застосуванні і не враховує ні з яких саме елементів складається структура кристалу, ні особливості зв'язку між структурними одиницями, але на практиці дає добре результати. Необхідно пам'ятати, що не може бути «теоретичної» і «практичної» послідовності морфологічної важливості граней кристалів, оскільки остання може значно коливатися для того самого 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 і не можуть слугувати індикаторами умов їх утворення.

4. 3. 1. Залежність морфології кристалів від ретикулярної густини та величини елементарного шару $dhkl$.

Положення про залежність морфології кристалів від їхньої ретикулярної густини першим сформулював О. Браве [167]: «Можливість появи і розвитку кожної раціональної грані повинна бути принаймні частково пропорційна густині її сітки.» Для визначення плоских густин сіток можна використати таблиці О.М. Аншелеса [4]. З появою табличних редакторів таких як Mc Excel або Open Office Calk, ретикулярну густину зручно розраховувати за формулою площі елементарного паралелограма, поданою у розділі 3.

Розрахунок ретикулярної густини граней, знайдених нами на волинських топазах, за поданою розділі 3 формулою дає таку послідовність морфологічної важливості граней:

$b \{010\}$, $c \{001\}$, $f \{011\}$, $a \{100\}$, $M \{110\}$, $d \{101\}$, $y \{021\}$, $\beta \{012\}$,
 $o \{111\}$, $l \{120\}$, $r \{121\}$, $u \{112\}$, $g \{130\}$, $h \{103\}$, $\tau \{131\}$, $X \{023\}$, $I \{113\}$,
 $Q \{201\}$, $\chi \{123\}$, $\varepsilon \{114\}$, $m \{230\}$, $\gamma \{232\}$, $f \{225\}$, $\lambda \{470\}$.

І.Д. Х. Донней та Д. Харкер [168] запропонували розширити закон Браве, враховуючи гвинтові осі та площини ковзаючого відбиття у структурі кристала. Такі елементи симетрії понижують ретикулярну густину в 2 і більше разів, тобто площини в 2 рази, а осі згідно свого порядку. В редакції Доннея і Харкера закон Браве звучить так: «Морфологічне значення грані кристалу зворотно пропорційне площі елементарного паралелограма сітки примітивної (не центрованої) решітки, при умові відсутності гвинтових осей і площин ковзаючого відбиття в просторовій групі. Вплив центрування решітки, дія гвинтових осей і площин ковзаючого відбиття приводить до заміни в формулі S індексів грані індексами, помноженими в кілька разів» [168].

Врахування гвинтових осей та площин ковзаючого відбиття вносить 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}, Q {201}, λ {470}.

Якщо для кристала топазу взяти відцентрові відстані пропорційними до ретикулярної густини, то одержана таким способом зрівноважена форма матиме вигляд, поданий на рис. 4.23 г. 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:

$$f \{011\} - c \{001\} - o \{111\} - r \{121\} - u \{112\} - \tau \{131\} - i \{113\} - \chi \{123\} - d \{101\} - y \{021\} - \beta \{012\} - \varepsilon \{114\} - \gamma \{232\} - f \{225\} - h \{103\} - X \{023\} - Q \{201\}.$$

Згідно з нашою інформацією низка морфологічної важливості простих форм з урахуванням комбінаційної стійкості і відносного розвитку граней на головках волинських топазів має такий вигляд:

$$f \{011\} - o \{111\} - u \{112\} - c \{001\} - y \{021\} - d \{101\} - X \{023\} - i \{113\} - h \{103\} - f \{225\} - \beta \{012\} - Q \{201\} - \varepsilon \{114\}, r \{121\}, \tau \{131\}, \gamma \{232\}, \chi \{123\}. Цей ряд подібний на послідовність за Доннеєм–Харкером. Відхилення можуть бути пов'язані з розвитком поясів і взаємодією між сусідніми гранями.$$

На рис. 4.23 показано типовий індивід із занориша (а), кристал із зони вилуговування (б), індивід пізньої генерації (в), зрівноважена форма за ретикулярною густиною (г), форма кристалу за РВС-векторами (д), форма кристалу за величиною симетрії граней (е).

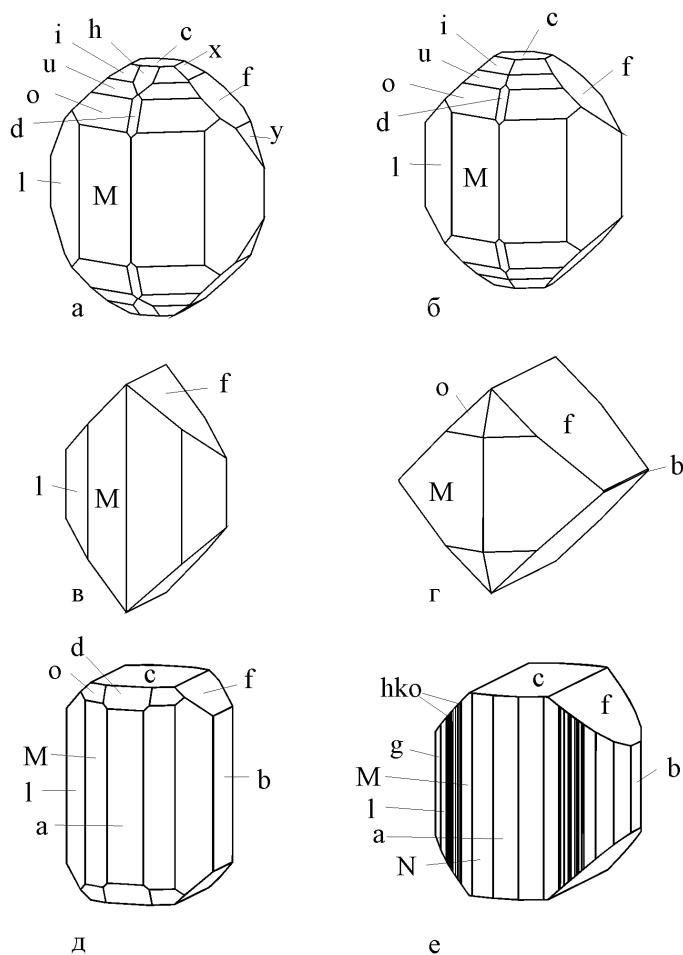


Рис. 4.23 Морфологія топазу відповідно до структурних підходів

4. 3. 2. Зв'язок між симетрією грані та морфологією індивідів

Згідно з [162] величина нескінченної площинної симетрії грані також впливає на морфологію кристалів – грані з вищою величиною симетрії часто є габітусними. На кристалах топазу ця величина для граней а {100}, б {010}, с {001}, ф {011}, призм {hk0} дорівнює 2, для інших форм, зокрема призм {0kl}, крім ф {011}, – 1. Форма кристалів топазу, що відповідає величині симетрії граней, показана на рис. 4.23 е. На волинських топазах форми М {110}, 1 {120}, ф {011} дійсно є габітусними.

4. 3. 3. Вплив РВС-векторів на розвиток зон та форму кристалів.

Оскільки кристалічна структура топазу досить складна, питання про РВС-вектори вирішити нелегко.

Просторова група топазу D_{2h}^{16} =Pbmn. Параметри елементарної комірки (\AA) $a=4,64$; $b=8.78$; $c=8.37$ [17]. Структура топазу сформована кремнекисневими тетраедрами та октаедрами, в центрі яких знаходиться іон алюмінію, а у вершинах 4 іони кисню та 2 іони фтору. Ланцюги у топазі не лінійні як у галіті, чи двохвимірні як у флюориті, а об'ємні (трьохвимірні) і часто мають зигзагоподібну форму. РВС-вектори в топазі можуть складатися як лише з октаедрів, так і з октаедрів і тетраедрів. Ланцюги з октаедрів простягаються у напрямку [001], що відбувається на добром розвитку вертикального поясу. Ці ланцюги є найважливішими, хоча й іншими не варто нехтувати. Менш важливі простягаються паралельно [010], [100], можливо [012], [201], [011] і [101].

Складна структура топазу не дає змоги дати однозначну відповідь на питання про доцільність виділення РВС-векторів вздовж вказаних вище напрямків (рис. 4.24–рис. 4.26). Оскільки ланцюги сильного зв'язку не з'єднані в межах d_{200} (рис. 4.26), то пінакоїд а {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 РВС-вектори, крім паралельних до напрямків [001], [010] і [100]. Якщо допустити існування РВС-векторів вздовж [012], [201], [011] і [101] (рис. 4.26), то можна виділити такі можливі F-грані: а {100}, б {010}, с {001}, f {011}, d {101}, о {111}, у {021}, р {102}. Істинною F-гранню є та, на якій ланцюги сильного зв'язку з'єднані між собою в межах d_{hkl} [152, 153]. Такій умові відповідають b {010}, с {001}, f {011}, о {111}. F-характер останньої важко показати наочно на двохвимірному рисунку, проте, враховуючи відносно великий d_{111} та S-характер d {101}, о {111} доцільно віднести власне до F-граней, оскільки б {010}, с {001} і f {011} не утворюють замкненої форми. Спостерігаємо

чіткий зв'язок між ретикулярною густинорою та визначенням F-граней: чим більший d_{hkl} , тим більша ймовірність, що РВС-вектори будуть з'єднані в його межах. Площа елементарного паралелограма (величина обернена до ретикулярної густини) для форм, виявлених на волинських топазах, обернено пропорційна до їхніх d_{hkl} . Критерій кореляції Пірсона становить 0,84.

Загалом РВС-вектори не мають вирішального впливу на морфологію топазу, оскільки ланцюги, сформовані атомами одного типу, є важливіші, ніж утворені атомами (чи іншими структурними одиницями) різних типів, а прямолінійні, важливіші, ніж зигзагоподібні [159]. Отже, РВС-вектори найважливішого типу в топазі відсутні.

Форма кристалу топазу, яка відповідає теорії РВС-векторів, подана на рис. 4.23 д. Такий кристал також можна вважати умовним, оскільки на противагу від форми, побудованої за методом Доннея-Харкера, тут неможливо визначити математично точні критерії.

Загалом морфологія кристалів топазу непогано узгоджується із структурними чинниками. Винятком є лише грані форми $b\{010\}$, які рідко простежуються і не сягають значних розмірів, всупереч розрахункам, збалансованої форми за трьома вищеописаними методами.

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 відрізняється для одного і того ж мінералу з різних родовищ і навіть для різних генерацій з того ж родовища. Виходячи з цього, обмеження кристалів може слугувати індикатором умов утворення.

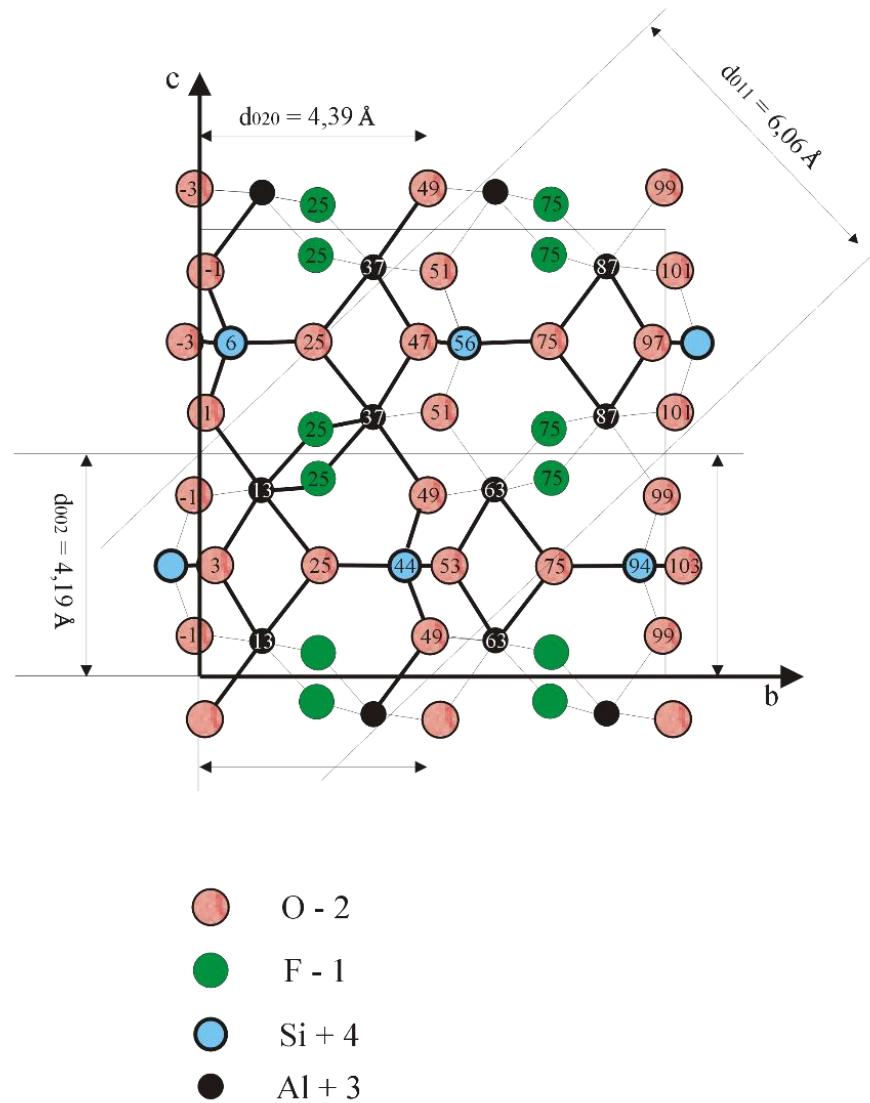


Рис. 4.24 Проекція структури топазу на грань $\{100\}$. РВС-вектори виділені товстими лініями. Висоти атомів подані в % відповідного параметру елементарної комірки.

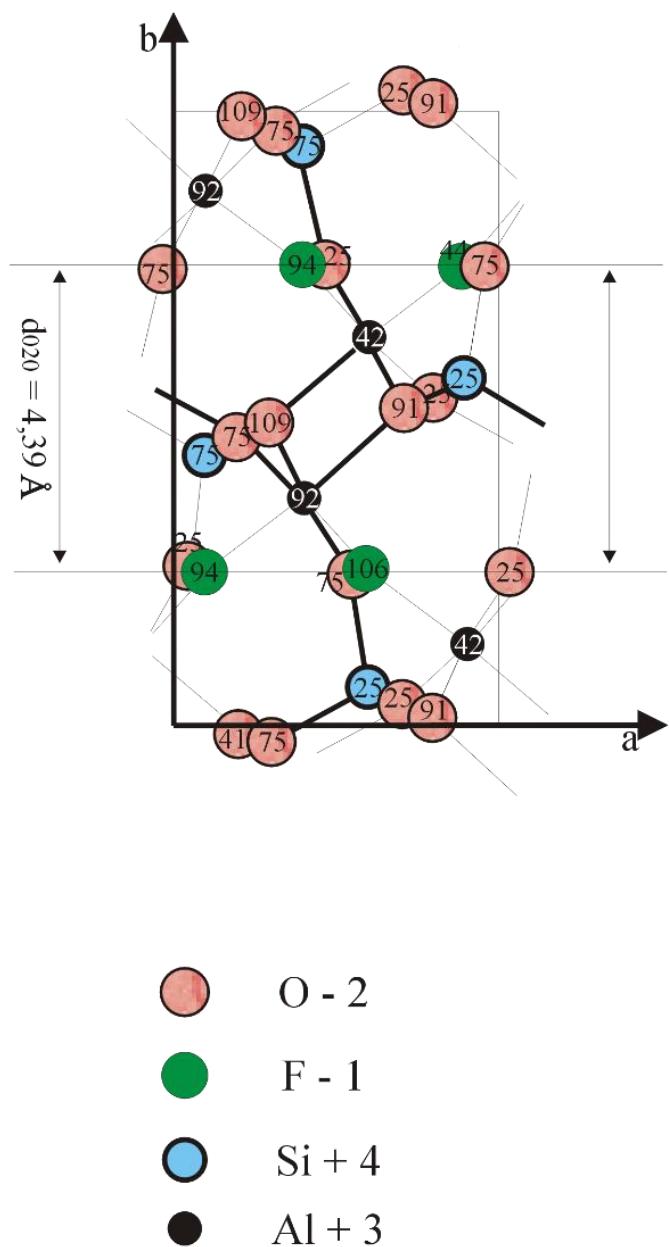


Рис. 4.25 Проекція структури топазу на грань {001}. РВС-вектори показані товстими лініями. Висоти атомів подані в % відповідного параметру елементарної комірки.

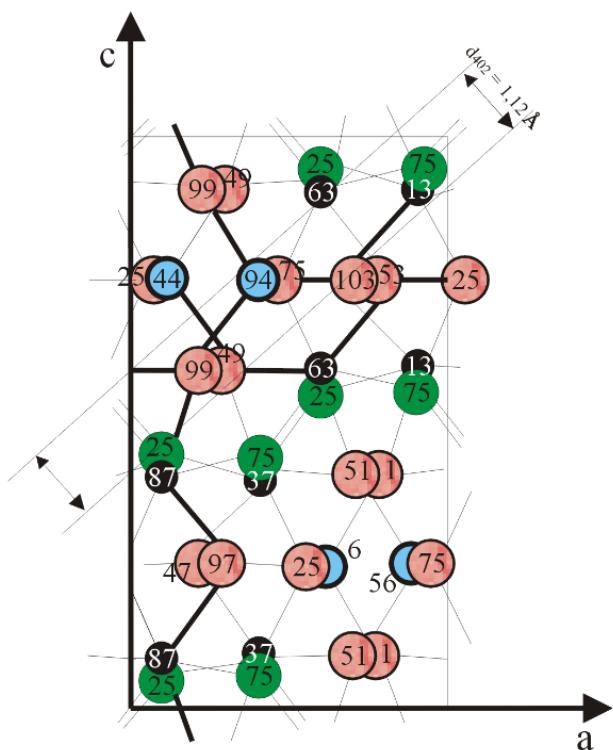


Рис. 4.26 Проекція структури топазу на грань {010}. РВС-вектори виділені товстими лініями. Висоти атомів подані в % відповідного параметру елементарної комірки.

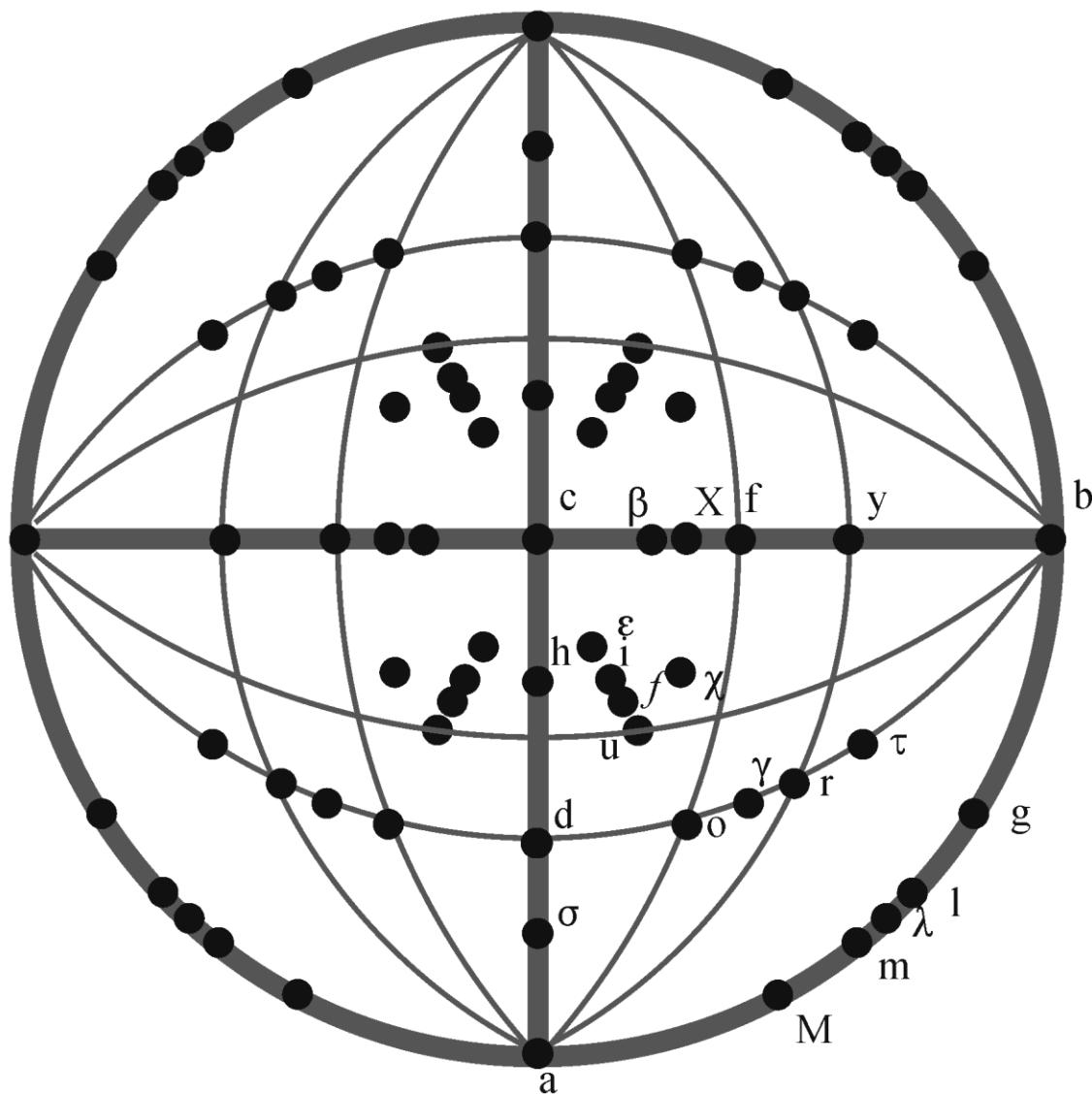


Рис. 4.27 Гномостереографічна проекція РВС-векторів та граней простих форм топазу. Важливіші РВС-вектори подані товстими лініями.

Аналізуючи структуру топазу і розглядаючи її вплив на кристаломорфологію, можна дійти таких висновків:

1. Найважливішими формами на кристалах топазу згідно з законом Доннея-Харкера, РВС-векторів та симетрії грані за Шафрановським є: f {011}, b {010}, M {110}, l {120}, d {101}, o {111}, c {001}, у {021}.
2. Ланцюги сильного зв'язку в структурі топазу не рівноцінні і визначення РВС-векторів є певною мірою суб'єктивним, хоча непогано

пояснюю окремі морфологічні особливості, зокрема значний розвиток поясу [001].

3. Структурні підходи загалом непогано корелюються з реальною картиною, за винятком того, що пінакоїд в {010} рідко фіксується і не сягає значних розмірів на реальних кристалах.
4. Морфологія реальних кристалів топазу відрізняється не лише для різних родовищ, а й для різних генерацій одного родовища. Форма кристалів, що не відповідає їх структурним особливостям, може слугувати індикатором умов утворення.

4. 4. Хімічний склад і забарвлення топазу

Особливості хімічного складу топазів розглядаються в наукових працях М.М. Івантишина [62], Є.К. Лазаренка та ін. [99]. Матеріали цих авторів подані в табл. 4. 6.

Як видно з таблиці, вміст Al_2O_3 і SiO_2 коливається у незначних межах, помітно змінюється лише вміст фтору і води (OH). Хімічним аналізом виявлені домішки заліза, марганцю, магнію, кальцію, натрію, спектральним – галію, германію, титану [99], а також міді [94].

В науковій праці [99] зазначається, що в напрямку від периферії пегматитового тіла до занориша кількість фтору в топазі зростає, а гідроксилу відповідно зменшується. Від співвідношення цих компонентів залежать, головно, і фізичні властивості топазів. Показники заломлення дещо зменшуються при зростанні кількості фтору, а кут оптичних осей $2V$ збільшується. Величини густини і твердості не відрізняються помітними змінами.

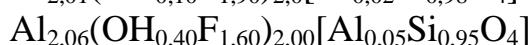
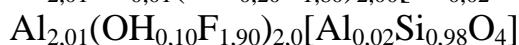
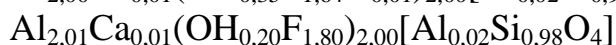
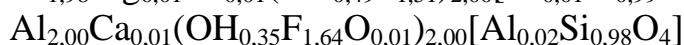
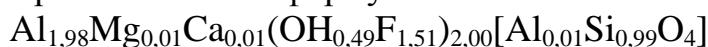
Для топазу з кварц-топазового агрегату, що заміщує мікроклін, $n_g = 1,637$, $n_p = 1,627$, $2V = 49\text{--}54^\circ$ [39].

Табл. 4.6

Хімічний склад і властивості топазу

Компоненти і властивості	Ваг. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	32,59	32,40	31,96	31,96	31,01
Al ₂ O ₃	55,53	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.	-
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	-	-
В. п. п.	2,3	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
n _g	1,623		1,621	1,620	
n _p	1,618	1,615	1,615	1,610	
2V	62,0°	63,8°	64,5°	65,3°	
Густина	3,54		3,538		3,541
Твердість, кг/см ³	2165			2173	

Кристалохімічні формули:



Примітка. Зразки топазу: 1 – слабко забарвлений з порожнин пегматоїдної зони (п. т. 347); 2 – двоколірний кристал із занориша (п. т. 347); 3 – безколірний із зони вилуговування (п. т. 347); 4 – блакитний топаз (п. т. 347); 5 – рожевувато-бурий топаз [62]).

Забарвлення волинських топазів розмаїте. Особливо цінні індивіди блакитного, рожево-коричневого, рожевувато-оранжевого, димчасто-рожевого кольорів. На Волинському родовищі поширені також безбарвні прозорі кристали, а також білого і сірого кольорів. Характерною особливістю волинських топазів є секторіальний і зональний розподіл забарвлення.

Забарвлення волинських топазів привертало увагу багатьох дослідників [94, 3, 62, 123, 124, 125]. В.М. Андреев [3] встановив, що під дією гамма-променів безбарвний топаз набував блідого золотисто-жовтого кольору. Після опромінювання в атмосфері еманаціями радія блідий оранжево-жовтий топаз стає коричнево-оранжевим, а блакитнуватий – золотисто-жовтим. Пізніше з'ясувалося, що штучне забарвлення нестійке і зникає на денному свіtlі або при нагріванні до 300 °C.

Г.Г. Леммлейн і М.М. Меланхолін [94] досліджували двоколірні топази і встановили, що рожеве забарвлення належить до пірамід росту M {110}, o {111}, u {021}, а також b {010}, а блакитне – до l {120}, f {011}, u {112}. Склад елементів-домішок в блакитних і рожевих ділянках того самого кристала практично не відрізняється. Спектральним аналізом виявлені домішки Cu, Ge, Mg, Mn, Fe, Ti, серед яких хромофорами можуть бути лише Mn, Cu, Ti і Fe. Показник заломлення (pr) блакитного топазу дещо вищий, ніж рожевого, хоча різниця дуже мала – відповідно 1,6130 і 1,6129.

При нагріванні до 400 °C не тільки блакитні, але й рожеві кристали втрачали забарвлення, причому рожевий колір зникав швидше, ніж блакитний. Після опромінювання рентгенівськими променями обезбарвлених зразків вони набували рожевого кольору, близького до природного.

На підставі вивчення кривих поглинання ці дослідники висловили думку, що обидва види забарвлення викликані однією і тією ж домішкою ймовірно заліза в різних станах.

Для розуміння забарвлення димчасто-рожевих і блакитних топазів треба зазначити, що різновиди блакитного кольору містять більше фтору і менше гідроксилу, ніж рожеві (див. табл. 4.6). Як уже зазначалося, в

напрямку від периферії пегматитового тіла до занориша в топазі зростає кількість фтору і зменшується вміст гідроксилу.

Оскільки рожеве забарвлення, що зумовлене рентгенівським опроміненням, практично не відрізняється від природного, то можна допустити, що природа забарвлювальних центрів рожевого кольору відповідає природному, викликаному рентгенівським опроміненням. Очевидно, рожеве забарвлення зумовлене опроміненням високоенергетичними квантами або наявністю дефектів у кристалічній решітці.

Причини забарвлення блакитних топазів пояснити важче. Одні автори вважають, що забарвлення зумовлене хромофорною дією заліза. Криві поглинання блакитних топазів подібні до кривої поглинання солі Мура, що забарвлена двовалентним залізом. Проте, варто зазначити, блакитне забарвлення не відновлюється. Інші автори вбачають причину блакитного забарвлення, як і рожевого, в дефектах кристалічної решітки.

За інформацією О.М. Платонова та ін. [125], різне забарвлення топазу, крім фіолетового, має радіаційну природу, тобто зумовлене утворенням в топазовій структурі різних електронних і діркових центрів.

Дослідженнями за допомогою ЕПР, у топазах виявлено не менше 6 електронних і діркових центрів. Три з них – це два електронних центри (ζ -чинник 2) і один дірковий (δ -чинник = 2,09) – корелюються з інтенсивністю жовтого і димчасто-рожевого кольору. Останній ідентифікований більш-менш достовірно і є однозарядним іоном O^- в кремне-кисневому тетраедрі.

З поглинанням другого діркового центру А. Дікінсон і В. Мур пов'язують блакитне забарвлення, а М.І. Самойлович та А.І. Новожилов пояснюють забарвлення червоно-коричневих топазів наявністю F-центрів, що утворюються при захопленні електрона вакансією фтору [125].

Для оптичних спектрів блакитних топазів (рис. 4.28) типова широка смуга поглинання ~ 15300 см $^{-1}$, яка виявляється в поляризації $E \parallel a$ (α). При інших орієнтаціях вектора поляризованого світла блакитні топази мають

бліде жовтувате забарвлення або безбарвні. "Блакитні" центри в топазах найстійкіші, і зумовлена ними смуга поглинання відпалюється при 450–500 °C.

В оптичному спектрі коричневато-рожевого топазу (рис. 4.29) фіксується широка смуга так званого "червоного" центру $\sim 22500 \text{ см}^{-1}$, що має поляризацію $\alpha \geq \beta$.

Допускають, що "блакитні" центри забарвлення утворюються за рахунок "червоних" при руйнуванні останніх при повільному нагріванні до 250 °C: цей процес може бути описаний як перезахоплення електронів або дірок, що звільняються при руйнуванні менш стабільних "червоних" центрів більш стійкими "блакитними" [125]. Можливо, "блакитні" центри забарвлення є агрегатними центрами типу R-центрів, які є парою аніонних вакансій з одним або двома електронами. "Червоні" і "жовті" центри в топазах ототожнюють з F-центраторами, тобто вакансією фтору або гідроксилу, яка захопила електрон. Вони дещо відрізняються один від одного за структурою найближчого оточення і оптико-спектроскопічними параметрами через зазначені вище відмінності в топазах. Зокрема, "жовті" F-центратори типові для топазів, багатих гідроксилом, а "червоні" F-центратори утворюються зазвичай у фтористих відмінах.

Згідно наших досліджень, блакитні кристали топазу трапляються помітно частіше від винно-рожевих, хоча дещо менше від безбарвних. Кореляція між забарвленням і морфологією не простежується. І блакитне, і рожеве забарвлення можливе і на бідно огранених індивідах з вузьким або відсутнім пінакоїдом с {001}, і на багато огранених кристалах з великим третім пінакоїдом.

Це засвідчує висновки [94], оскільки грані M {110}, o {111}, u {021}, яким належить рожеве забарвлення, наявні на більшості індивідів. Те саме стосується форм l {120}, f {011}, u {112}, з пірамідами росту яких пов'язане блакитне забарвлення.

Загалом природа забарвлення топазу потребує подальшого вивчення.

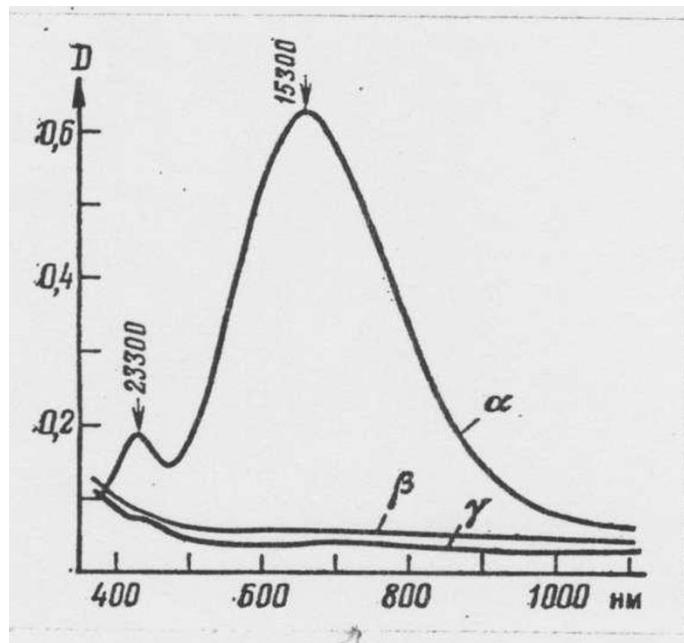


Рис. 4.28 Поляризований оптичний спектр поглинання блакитного топазу
[125]

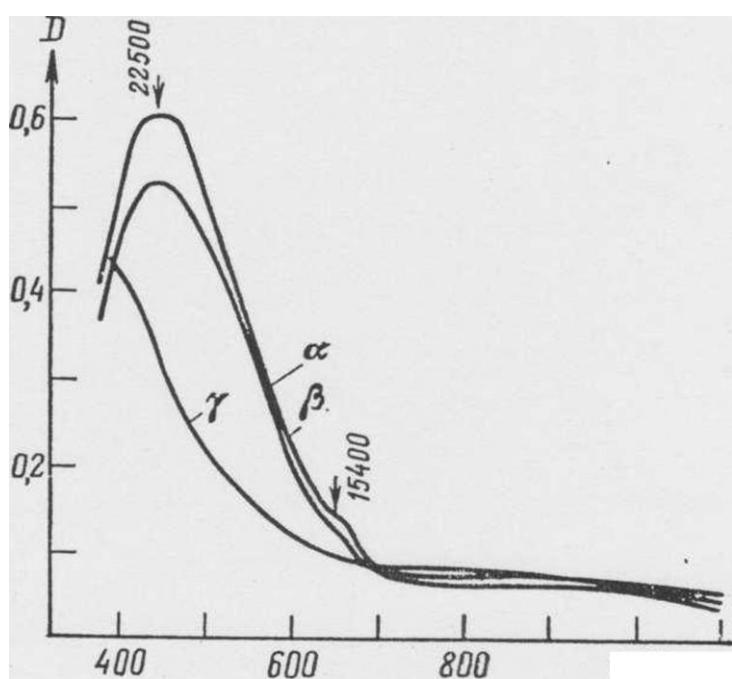


Рис. 4.29 Поляризований оптичний спектр поглинання димчасто-рожевого топазу [125]

4. 5. Висновки

В камерних пегматитах Волині кристали топазу наявні в занориших, зонах вилугування і метасоматично змінених породах. Топаз є чітко кристалографічно індивідуалізованим мінералом.

Багатогранники із заноришів зазвичай одноголові, їхня вага коливається від кількох десятків грамів до кількох десятків кілограм. Крім монокристалів, трапляються зростки з двох–четирьох індивідів, що мають досить багате огранення.

У вертикальному поясі виявлені грані призм $M\{110\}$ та $L\{120\}$, які 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.

На головках кристалів виявлені грані пінакоїда $c\{001\}$, ромбічних призм $f\{011\}$, $y\{021\}$, $X\{023\}$, $\beta\{012\}$, $d\{101\}$, $h\{103\}$, $Q\{201\}$, ромбічних дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$, $f\{225\}$, $\varepsilon\{114\}$, $r\{121\}$, $\tau\{131\}$, $\gamma\{232\}$, $\chi\{123\}$.

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

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 їхнім ограненням – 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.

Кластерний аналіз морфології 73 індивідів і зростків із заноришів дає підставу виділити шість типів кристалів волинських топазів.

Враховуючи доцільність об'єднання кількох кластерів та виділення в окрему групу нетипових кристалів, пропонується для волинських топазів виділяти 5 типів кристалів. Кожен морфологічний тип кристалів відповідає індивідам певного розміру. Багатоогранені великі кристали можуть слугувати індикатором умов утворення, зокрема повільного росту за умов помірних пересичень. Власне такі параметри, що фіксуються у субвертикальних підтипах пегматитових тіл з необхідним достатнім перепадом температури для інтенсифікації явищ вилуговування і перекристалізації, сприяють формуванню у парагенезах коштовного каміння кристалів топазу з високими кондиційними показниками.

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 $f\{011\}$ – рівнобедренних 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].

Індивіди із зони вилуговування характеризуються меншими розмірами – до 10 см по [001], а їхня морфологія бідніша.

У вертикальному поясі розвинені грані призм $M\{110\}$ та $l\{120\}$, що наявні на всіх кристалах. На головці виявлені грані пінакоїда $c\{001\}$, призм $\{011\}$, $d\{101\}$, дипірамід $o\{111\}$, $u\{112\}$, $i\{113\}$. Морфологічно важливими на кристалах є лише три призми $M\{110\}$, $l\{120\}$ та $f\{011\}$, причому частота останньої вища, ніж в занориших.

В огранці головки домінує призма $f\{011\}$, тому більшість індивідів належать до адун-чілонського типу. Трапляються багатогранники ільменського типу. Дипіраміди є досить частими, хоча через малі розміри вони мають другорядне значення. Призма $d\{101\}$, фіксується рідше, ніж в занориших.

У зоні вилугування наявні не тільки одноголові, а й двоголові індивіди призматичного габітусу.

Кристали пізньої генерації пов'язані із метасоматично зміненими породами, що знаходяться під пегматитовими тілами. Ці породи утворилися завдяки дії післямагматичних розчинів на рапаківіподібні граніти. Топаз асоціює з берtrandитом, фенакітом, флюоритом, калієвим польовим шпатом і альбітом. Кристали водяно-прозорі, безбарвні. Їхні розміри до 3–4 мм вздовж [001]. Габітус кристалів призматичний, обрис стовпчастий.

У вертикальному поясі розвинені грані M {110} та I (120}, які вкриті густою штриховкою. На головках індивідів зафіковані лише грані f {011} що слабко розчинені. Вони матові і дають сигнал у вигляді світлової плями.

Отже, пізня генерація топазу відзначається найбіднішим ограненням.

Найважливішими формами на кристалах топазу згідно із законом Доннея-Харкера, РВС-векторів та симетрії грані за І. І. Шафрановським є: {011}, {010}, {110}, {120}, {101}, {111}, {001}, {021}. Ланцюги сильного зв'язку в структурі топазу – не рівноцінні і визначення РВС-векторів є певною мірою суб'єктивним, хоча непогано пояснює деякі морфологічні особливості зокрема значний розвиток поясу [001]. Структурні підходи загалом непогано корелюються з реальною картиною, за винятком того, що {010} трапляється зрідка і не сягає значних розмірів на реальних кристаллах. Морфологія реальних багатогранників топазу відрізняється не лише для різних родовищ, а й для різних генерацій одного родовища. Форма кристалів, яка не відповідає структурним особливостям кристалів може бути індикатором умов утворення.

Відносно домішок топаз є досить чистим утворенням. Хімічним аналізом виявлені домішки заліза, марганцю, магнію, кальцію, натрію, спектральним – галію, германію, титану, міді. В напрямку від периферії до занориша кількість фтору в топазі зростає, а гідроксилу – зменшується. При зростанні кількості фтору показники заломлення дещо зменшуються, а кут оптичних осей 2V зростає.

Забарвлення волинських топазів досить розмаїте – від прозорих безбарвних індивідів до рожево-коричневих і блакитних. Типовою особливістю топазів є секторіальний і зональний розподіл забарвлення.

Забарвлення топазів привертало увагу багатьох дослідників. Установлено, що рожеве забарвлення належить пірамідам росту M {110}, o {111}, u {021}, b {010}, блакитне – пірамідам l {120}, f {011}, u {112} [94].

В оптичному спектрі коричнувато-рожевого топазу фіксується широка смуга так званого "червоного" центру $\sim 22500 \text{ см}^{-1}$, що має поляризацію $\alpha \geq \beta$.

Для оптичних спектрів блакитних топазів типова широка смуга поглинання $\sim 15300 \text{ см}^{-1}$, що фіксується лише в поляризації E II а (α). Можливо, "блакитні" центри забарвлення є агрегатними центрами типу R-центрів, що формують пару аніонних вакансій з одним або двома електронами. "Червоні" і "жовті" центри в топазах ототожнюють з F-центраторами тобто вакансією фтору або гідроксилу, яка захопила електрон. Забарвлення топазу вивчене ще недостатньо.

РОЗДІЛ 5

МІНЕРАЛОГО-КРИСТАЛОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БЕРИЛУ

Як наголошувалося раніше, досліджуваний берил просторово і генетично пов'язаний з камерними пегматитами Волинського мегаблоку Українського щита [99]. Інші прояви цього мінералу на території України не мають промислового значення. Кристали берилу пов'язані головно із повнодиференційованими пегматитовими тілами, що мають чітку зональну будову [10].

Пегматити в гранітах Коростенського plutону знайдені у Володарськ-Волинському, Ріхтенському, Гута-Потіївському, Пугачовському, Кривотинському та інших районах. За межами цих районів зрідка трапляються пегматитові прояви, їхні групи, окремі пегматитові тіла. Вони пов'язані із контактами двох різновидів гранітів, зокрема із екзоконтактами дайок, та ксенолітами різних порід в гранітоїдах, а також із апікальними частинами аплітоподібних гранітів.

У межах Коростенського пегматитового поля камерні пегматити знайдені тільки у Володарськ-Волинському районі. Вони пов'язані із частиною ендоконтактової зони гранітного масиву довжиною 22 км і шириною 0,3–1,5 км, що прилягає до західного контакту Волинського габро-лабрадоритового масиву. Хоча навіть у цьому районі є ділянки, що не містять камерних пегматитів.

Вперше волинський берил був описаний Л.Л. Івановим у 1933 р.

Однак, незважаючи на подальші детальні дослідження мінералу, узагальнені в [99], його кристаломорфологію вивчено недостатньо, що, насамперед, пов'язано з тим, що грані кристалів розчинені і часто не діагностуються. Крім того, не відомі спроби пов'язати морфологію кристалів з особливостями структури та умов утворення, зокрема, у різних мінералогічно-структурних зонах пегматитових тіл.

5. 1. Морфологія кристалів берилу

Досліджувалися кристали берилу із занорищевих областей і зон вилуговування пегматитів, а також аналізувався вплив структурних (внутрішніх) чинників та умов утворення на морфологію берилу. Використовувалися такі структурні підходи як розрахунки ретикулярної густини за методом Доннея-Харкера [168], визначення ланцюгів сильного зв'язку за П. Харманом і В.Г. Пердоком [152] та аналіз симетрії граней за І.І. Шафрановським [162]. Для вивчення умов утворення берилу застосовувалися методи дослідження включень мінералоутворюального середовища та аналіз мінеральних парагенезів. Порівнювалися результати теоретичної та практичної послідовності морфологічної важливості граней простих форм.

5. 1. 1. Морфологічні типи кристалів

Найповніше волинські берили описані у науковій праці [99], де виділяються п'ять морфологічних типів мінералу (рис. 5.1).

1. Великі непрозорі кристали оливково-зеленого кольору призматичного габітусу. Протилежні кінці осі [0001] притуплені черепашковими поверхнями, субпаралельними (0001); інколи простежуються грані гексагональної дипіраміди {11 $\bar{2}$ 1} і пінакоїду {0001} (рис. 5.2 а).
2. Великі довгопризматичні до стовпчастих напівпрозорі і прозорі кристали салатового або оливково-зеленого кольору. Грані призм сильно скульптуровані черепитчасто-тичкуватим (жердинуватим) візерунком і прямокутними западинами, а ребра між гранями {10 $\bar{1}$ 0} лише вгадуються за сильно заокругленими грубо скульптурованими поверхнями (рис. 5.2 б, в). До цього типу належать знамениті кристали

“Володимир – князь Київський”, “Академік Євген Лазаренко” (рис. 5.2), зросток “Апостоли Петро і Павло” [133]

3. Списоподібні і призматично-списоподібні напівпрозорі і прозорі кристали зелено-салатового і жовтувато-зеленого кольору, що є комбінацією кривогранних дигексагонально-дипіраміdalних поверхонь, часто у комбінації із грубо скульптурованими призматичними гранями (рис. 5.2 г, д).
4. Призматичні напівпрозорі індивіди зелено-салатового або блакитного кольору, тобто аквамарин, з грубим візерунком розчинення на гранях (рис. 5.2 е).
5. Кристали і зерна оливково-зеленого кольору, на яких де-не-де збереглися релікти первинного огранення. У різних напрямках вони покриті кавернами розчинення неправильної форми (рис. 5.2 є, ж).

Зазначимо, що грунтуючись на матеріалах [99], такі ж морфологічні типи подано в узагальнювальних працях [166, 133].

Як і очікувалося, між виділеними типами існують поступові переходи. Фігури розчинення морфологічно відрізняються не лише на багатогранниках одного типу, а й навіть на різних гранях одного і того ж кристала берилу. Останнє типово також і для топазу, що не дивно, оскільки грані займають різне положення відносно елементів симетрії, навіть якщо належать до однієї зони.

На гранях призми $\{10\bar{1}0\}$ одного з кристалів берилу першого морфологічного типу фігури розчинення мають чотирикутну форму з прямо-або криволінійними обрисами, що поступово звужуються вглиб багатогранника (рис. 5.4 а). Інколи заглиблення на гранях не утворюють замкнутої фігури, а виглядають як два вкладені один в одного напівквадрати, або фрагмент спіралі з вигадливим візерунком у центрі фігури. На гранях пінакоїда $\{0001\}$ переважають криволінійні западини, що конусоподібно сходяться вглиб грані (рис. 5.4 б).

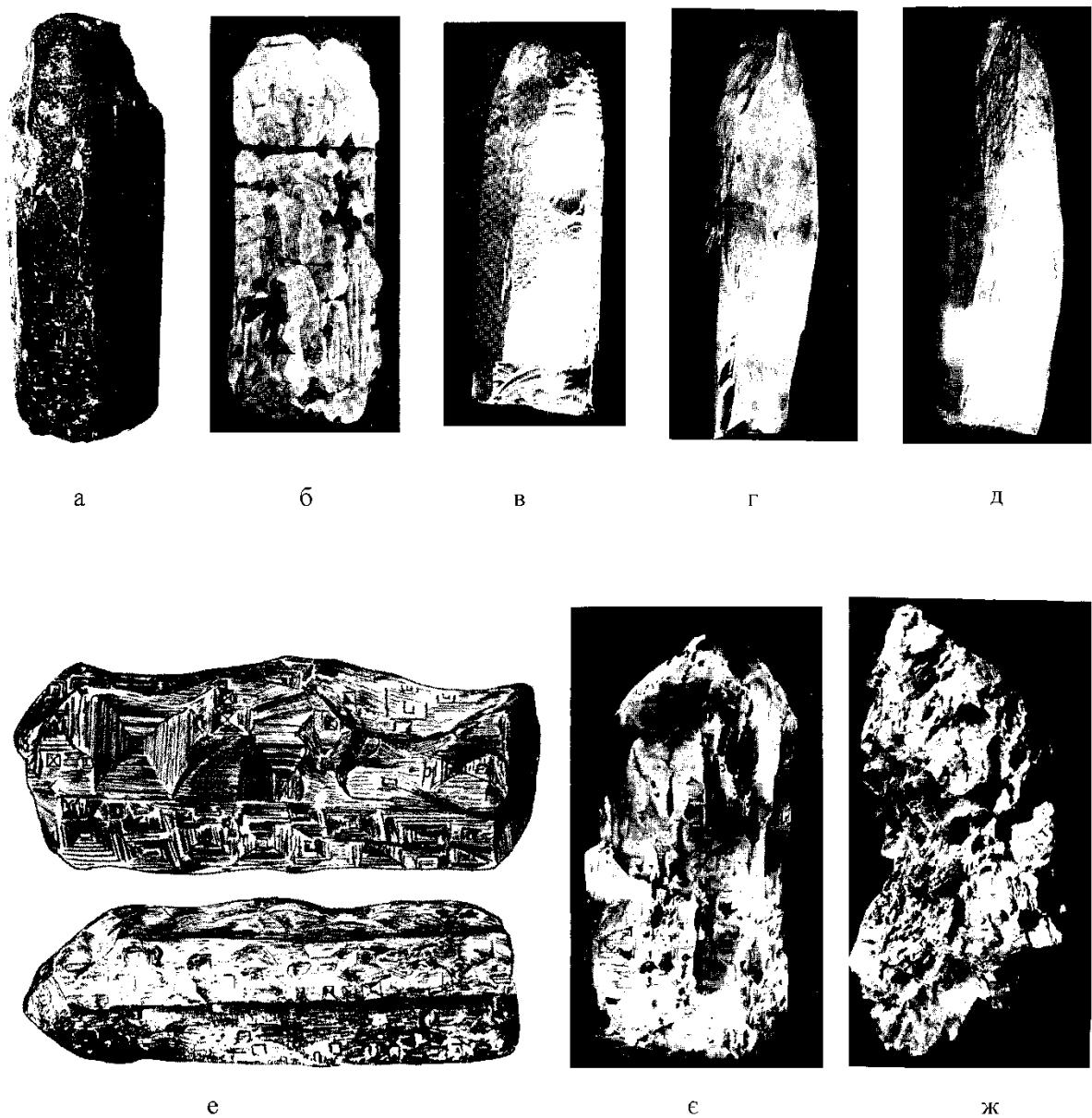


Рис. 5.1 Морфологічні типи кристалів берилу з камерних пегматитів Волині за [99]: а – 1-й тип; б, в – 2-й тип; г, д – 3-й тип; е – 4-й тип; є, ж – 5-й тип

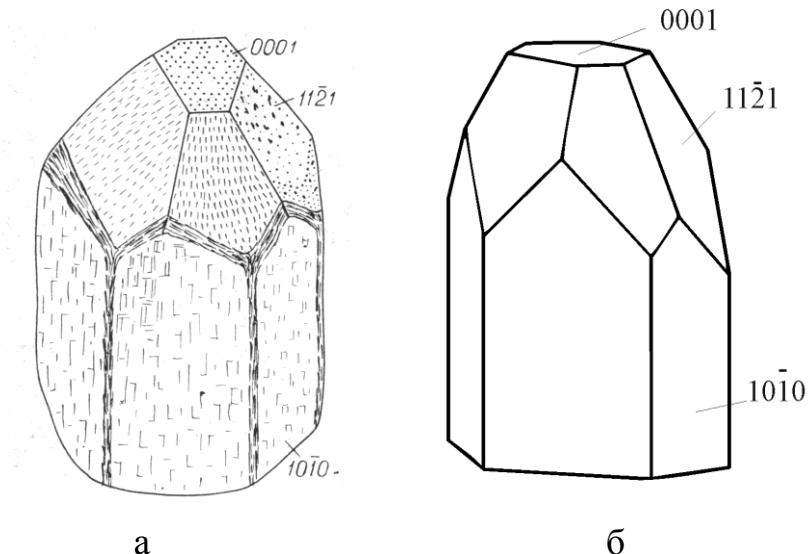


Рис. 5.2 Кристал берилу 1-го типу: а – фігури розчинення на гранях [99], б – аксонометрична проекція



Рис. 5.3 Кристал “Академік Євген Лазаренко” [98]

На окремих кристалах площа пінакоїда зберігається лише частково у вигляді «острівків-останців» між шестигранними лійкоподібними заглибленнями, що добре узгоджується з симетрією грані {0001}. Від багатьох заглиблень відходять вузькі шестигранні канальці, які інколи проходять крізь увесь кристал (рис. 5.5 а, б). На гранях призми {1010} лійкоподібні заглиблення не гексагональні, а неправильні, з площиною симетрії Р, тоді як симетрія грані призми – L₂P (рис. 5.5 в).

Іншу конфігурацію мають заглиблення на дипіраміdalьних гранях (рис. 5.6). Простежуються рівні шестигранні і конусовидні заглиблення, заповнені каолінітом. Варто зауважити, що серед перших зафіксовані зігнуті колінчасті утворення. Усі заглиблення орієнтовані безладно відносно елементів симетрії кристала. Це пояснюється тим, що симетрія граней дипірамід відсутня. Внутрішні стінки заглиблень покриті тонкою поперечною штриховкою.

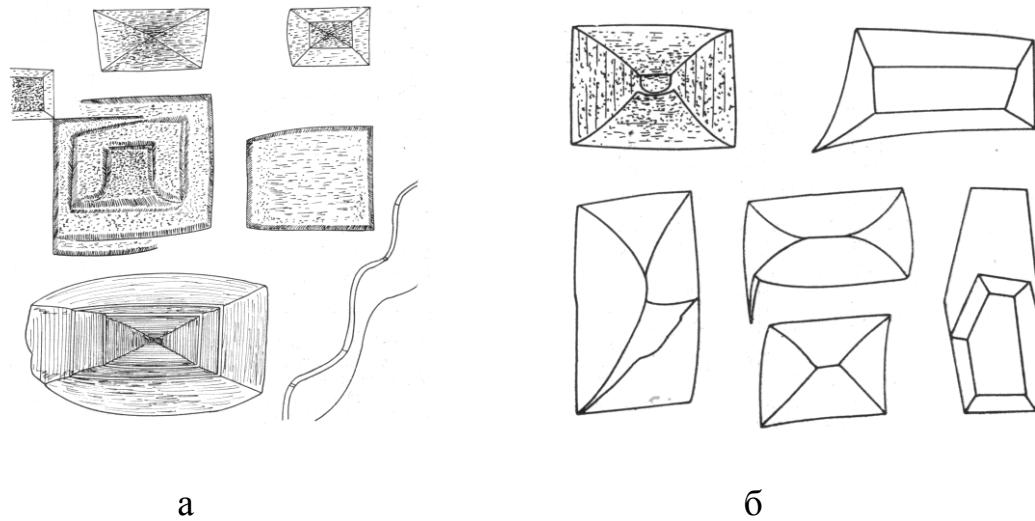


Рис. 5.4 Морфологія фігур розчинення на гранях кристалів берилу 1-го типу за [99]: а – призма $\{10\bar{1}0\}$, б – пінакоїд $\{0001\}$

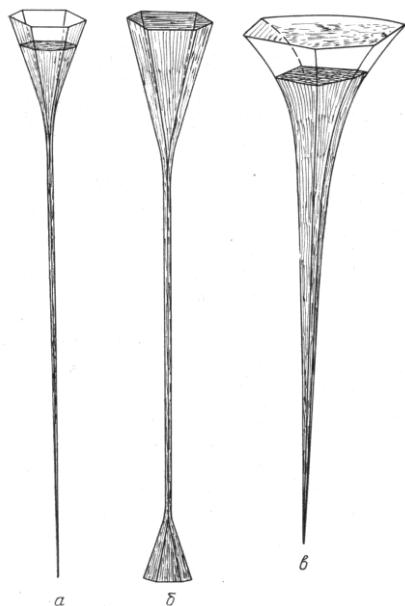


Рис. 5.5 Лійкоподібні заглиблення на гранях пінакоїду $\{0001\}$ (а, б) та призми $\{10\bar{1}0\}$ (в)

кристалів берилу 1-го типу за [99]

На гранях призм індивідів другого морфологічного типу основним скульптурним мотивом є поєдання прямокутних западин із черепитчасто-східчастою будовою. Западини орієнтовані не тільки паралельно, а й перпендикулярно до $[0001]$, їхня довжина до 30 мм, глибина до 5 мм. Западини відзначаються східчастою будовою. Границі між западинами та грубо скульптурною поверхнею – поступові.

Скульптури поверхні багатогранників другого морфологічного типу – типові для берилів.

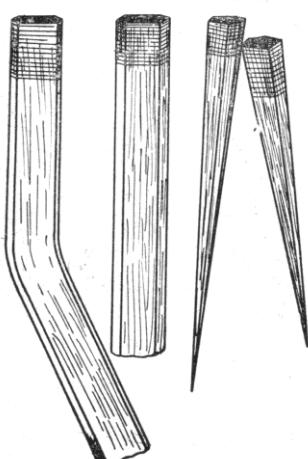
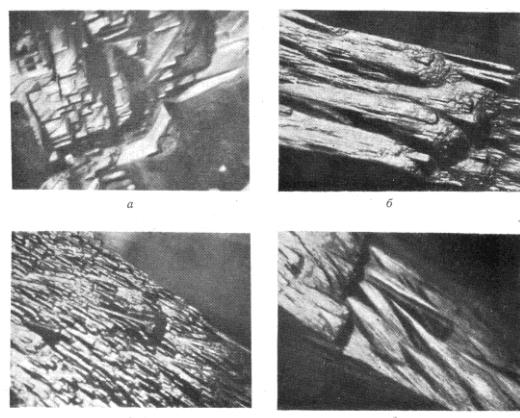


Рис. 5.6 Заглиблення з поперечною штриховкою на гранях дипіраміди кристалів берилу 1-го типу за [99]



- Рис. 5.7 Скульптура граней берилу 2-го морфологічного типу за [99]:
 а – сходинки на $\{10\bar{1}0\}$,
 б – шестувата скульптура на $\{10\bar{1}0\}$ і кривогранних поверхнях $\{21\bar{3}1\}$,
 в – черепитчасти будова на $\{10\bar{1}0\}$ і $\{21\bar{3}1\}$,
 г – трьохгранні горбики на $\{10\bar{1}0\}$ і $\{21\bar{3}1\}$

На кристалах третього морфологічного типу фігури розчинення на гранях призми орієнтовані видовженням перпендикулярно до [0001]. Заглиблення часто не симетричні, але хоча на різних індивідах, і навіть гранях того самого кристала, вони істотно відрізняються. Трапляються й такі, що відповідають симетрії грані (рис. 5.8 а).

Для поверхні кристалів берилу четвертого типу типові ознаки розчинення у вигляді так званої льодяникової скульптури як системи плавних переходів підвищень і заглиблень, що пом'якшують один одного і в результаті індивід нагадує обсмоктаний льодяник.

Процес розчинення багатогранників п'ятого морфологічного типу привів до того, що утворилися уламки кристалів без певної форми, які де-неде зберегли релікти первинного огранення. Їхня поверхня дуже ніздрювата, нагадує губку, вкриту великою кількістю прямокутних заглиблень і

неправильних каверн, які пронизують кристали наскрізь. Для них, як і для індивідів попереднього типу, типова «льодяникова структура».

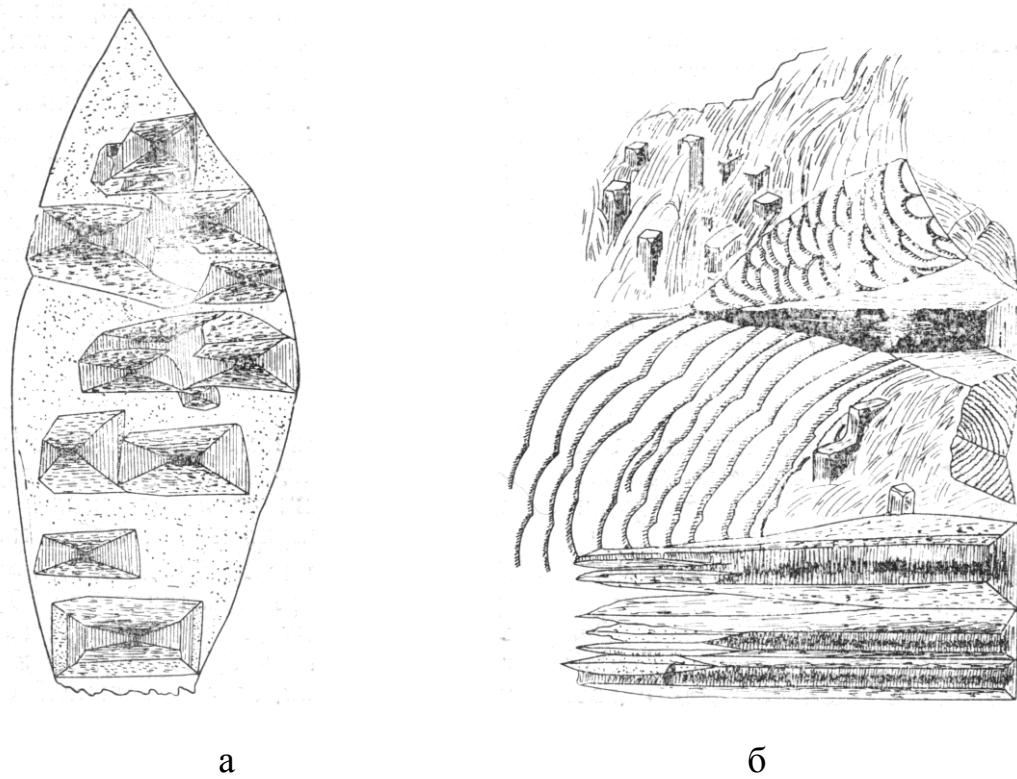


Рис. 5.8 Морфологія фігур розчинення (а) і скульптури росту (б) на гранях призми $\{10\bar{1}0\}$ кристалів берилу 3-го типу за [99]

5. 1. 2. Морфологія кристалів із заноришів

Кристали берилу із заноришів сягають значних розмірів перші метри вздовж $[0001]$. Обрис практично всіх кристалів стовпчастий а габітус призматичний (рис. 5.9). Їхні грані часто заокруглені і покриті фігурами розчинення детально описаними в літературі [99], що часто ускладнює діагностику.

Не зважаючи на це нами були виділені такі прості форми: пінакоїд $\{0001\}$, гексагональні призми $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$, гексагональні дипіраміди $\{10\bar{1}1\}$ і $\{11\bar{2}1\}$ (рис. 5.10).

Найбільшого розвитку сягають грані вертикального поясу, з яких призма $\{10\bar{1}0\}$ домінує над $\{11\bar{2}0\}$.

Щодо пінакоїду $\{0001\}$, то його розміри коливаються в значних межах від досить великого (рис. 5.10 а), до відсутності (рис. 5.10 д).

Співвідношення граней дипірамід – різне. На окремих кристалах більших розмірів сягають $\{10\bar{1}1\}$, а $\{11\bar{2}1\}$ – ледь помітні (рис. 5.10 б), на інших домінують $\{11\bar{2}1\}$, а $\{10\bar{1}1\}$ – розвинені слабше або відсутні (рис. 5.10 а, в, г, д).

Загалом кристали берилу із заноришів відзначаються досить простим ограненням.

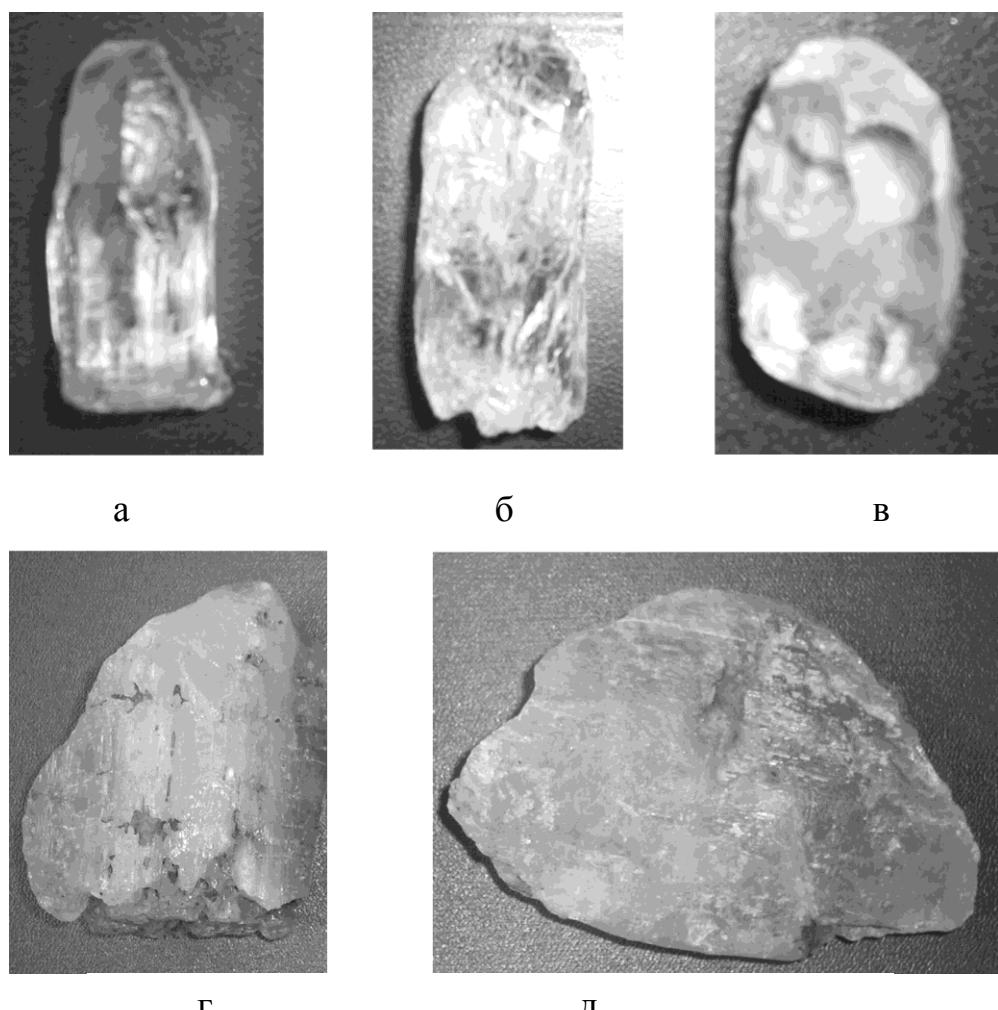


Рис. 5.9 Реальні кристали берилу з камерних пегматитів Волині, а-в – Зб у 2, г, д – Зм у 2.

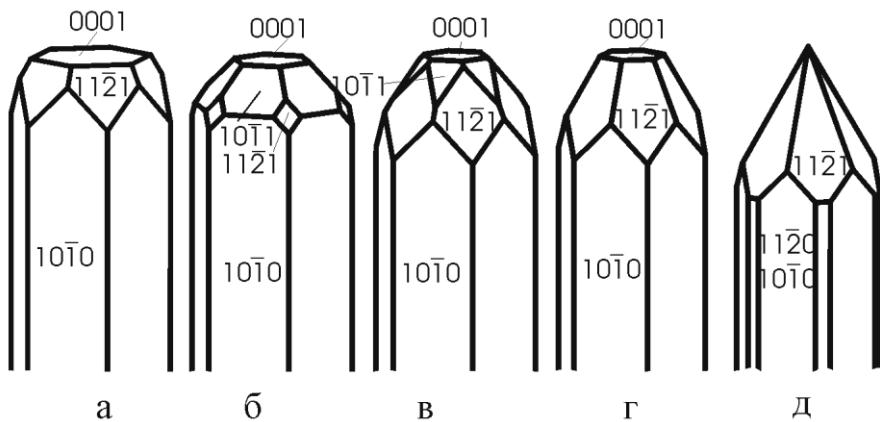


Рис. 5.10 Морфологія кристалів берилу із заноришів

5. 1. 3. Морфологія індивідів із зони вилуговування

Індивіди із зони вилуговування загалом подібні до кристалів із заноришів, проте не сягають значних розмірів – перші см по [0001]. На них виявлені грані пінакоїда {0001}, гексагональних призм {10 $\bar{1}$ 0} і {11 $\bar{2}$ 0}, гексагональних дипірамід {10 $\bar{1}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 1} і дигексагональної дипіраміди {21 $\bar{3}$ 1} (рис. 5.11).

Обрис кристалів стовпчастий, інколи близький до ізометричного, габітус призматичний. Аналогічно до індивідів із заноришів на кристалах із зон вилуговування добре розвинуті грані призм поясу [0001], і навпаки грані призм {11 $\bar{2}$ 0} простежуються нечасто і не сягають значних розмірів. Пінакоїд {0001} наявний на більшості кристалів, хоча трапляються й гостроверхі індивіди без пінакоїда (див. рис. 5.11). З граней гексагональних дипірамід більше розвинена {11 $\bar{2}$ 1}, а {10 $\bar{1}$ 1} не сягає значних розмірів або відсутня.

На деяких індивідах виявлені грані дигексагональної дипіраміди {21 $\bar{3}$ 1}, що на кристалах із заноришів не трапляється. Загалом індивіди із зони вилуговування подібні до кристалів із заноришів. Відмінностями є менший

розмір індивідів, стовпчастий, хоча близчий до ізометричного обрис і дещо багатша морфологія.

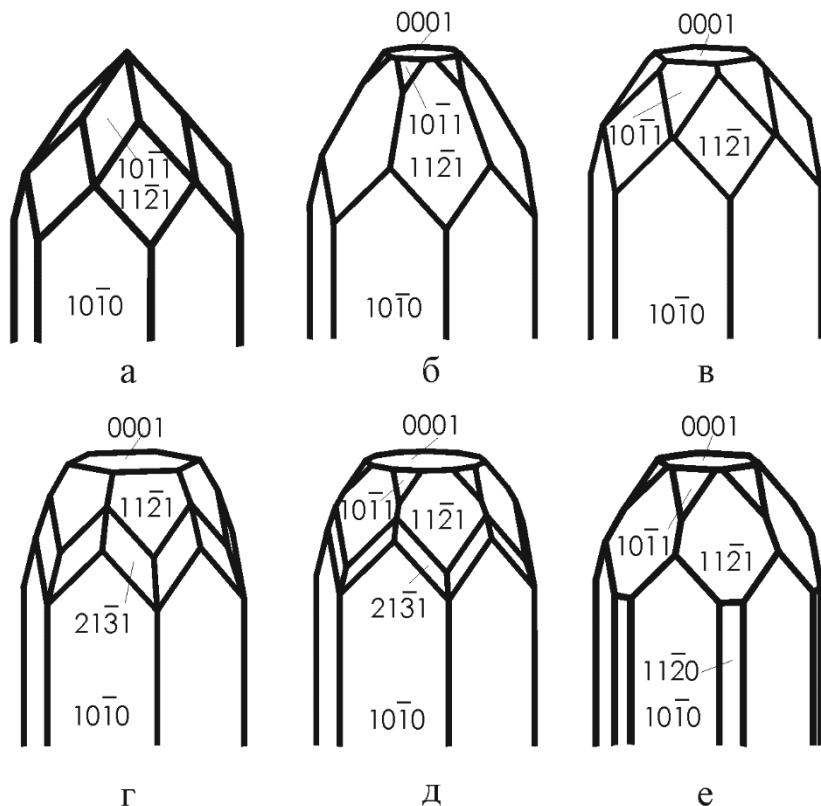


Рис. 5.11 Морфологія кристалів берилу із зон вилугувування

Простежується ситуація, протилежна кристаломорфології топазу з камерних пегматитів [27], згідно якої морфологія кристалів берилу із заноришів багатша від огранення індивідів із зони вилугувування.

5. 2. Вплив структурних чинників на морфологію кристалів берилу

Форма багатогранників мінералів спричинена внутрішньою структурою кристалів та умовами їх утворення [158, 153].

5. 2. 1. Залежність морфології кристалів від ретикулярної густини та величини елементарного шару d_{hkl}

Згідно [168, 158], прості форми з більшою ретикулярною густиною на реальних кристалах добре розвинені. Площа елементарного паралелограма плоскої сітки тобто величина, обернена до ретикулярної густини розраховувалася для граней виявлених на волинських берилах за методикою, описаною в роботі [158]. Формулу для розрахунку ретикулярної площини подано у розділі 3.

Беручи за основу особливості кристалічної структури берилу, згідно з додовненнями Доннея і Харкера до закону Браве, отримуємо таку послідовність морфологічної важливості граней: $\{10\bar{1}0\}$ – $\{10\bar{1}1\}$ – $\{11\bar{2}0\}$ та $\{0001\}$ – $\{11\bar{2}1\}$ – $\{10\bar{1}2\}$ – $\{21\bar{3}1\}$. Форма $\{10\bar{1}2\}$ не виявлена на берилах з камерних пегматитів, хоча буває типовою для кристалів з інших родовищ [158]. Якщо при побудові аксонометричної проекції кристалу відстані від його центру до граней кожної простої форми визначити пропорційними до площини елементарного паралелограма, то отримаємо збалансовану форму показану на рисунку рис. 5.15 в.

5. 2. 2. Зв'язок між симетрією грані та морфологією індивідів

За І.І. Шафрановським [162] форми, що мають вищу симетрію граней на кристалах, є габітусними. На кристалах берилу найвищу симетрію – 6 має пінакоїд $\{0001\}$. Величина симетрії гексагональних призм $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}0\}$ становить 4. Інші форми мають нижчу симетрію: $\{hk\bar{i}0\}$ – 2, $\{hh\bar{2}hl\}$ – 2 і 1, $\{h0\bar{h}l\}$ – 2 і 1, $\{hk\bar{i}l\}$ – 1. Отже, до габітусних граней на кристалах берилу, згідно з теорією симетрії грані, належать пінакоїд $\{0001\}$ і гексагональні

призми $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}0\}$, що разом утворюють замкнуту форму. Кристали, побудовані, виходячи з цих положень, показані на рис. 5.15 г.

5. 2. 3. Вплив РВС-векторів на розвиток зон та форму кристалів

Визначення ланцюгів сильного зв'язку в складних кристалічних структурах вимагає значних затрат праці, це питання для берилу досі не розглядали, тому ми побудовали проекцію структури берилу на грань призми $\{11\bar{2}0\}$. Опублікована інформація з цього питання нам не відома.

На противагу підходам [168, 162], визначення ланцюгів сильного зв'язку розглядає конкретну структуру мінералу. Суть методики полягає у визначенні пріоритетних напрямків, що зумовлюють розвиток морфологічно значимих зон і визначення ступеня важливості граней зокрема F-грані, S-грані, K-грані у напрямі спадання [152].

Структура берилу відрізняється високою симетрією та нетиповими для гексагональної сингонії параметрами комірки. Просторова група берилу подана вище: $D^26h = P6/mcc$, $a = 9,19 \text{ \AA}$, $c = 9,19 \text{ \AA}$, $Z=2$ [17].

Для визначення F-граней на кристалах берилу нами були побудовані проекції на грані $\{0001\}$ та $\{11\bar{2}0\}$.

На рис. 5.12 показана проекція структури берилу на грань пінакоїду $\{0001\}$. РВС-вектор, що паралельний напряму a в структурі елементарної комірки, виділено товстою лінією. Якщо виходити з симетрії кристалів, то таких напрямків є шість: $[21\bar{3}0]$, $[\bar{1}100]$, $[\bar{1}010]$, $[01\bar{1}0]$, $[12\bar{3}0]$, $[11\bar{2}0]$.

Ланцюги сильного зв'язку, це подано на рис. 5.12, з'єднані в межах d_{1010} , тому ця призма є істинною F-гранню. Водночас у межах d_{1120} РВС-вектори не з'єднані, тому призма $\{11\bar{2}0\}$ є S-гранню.

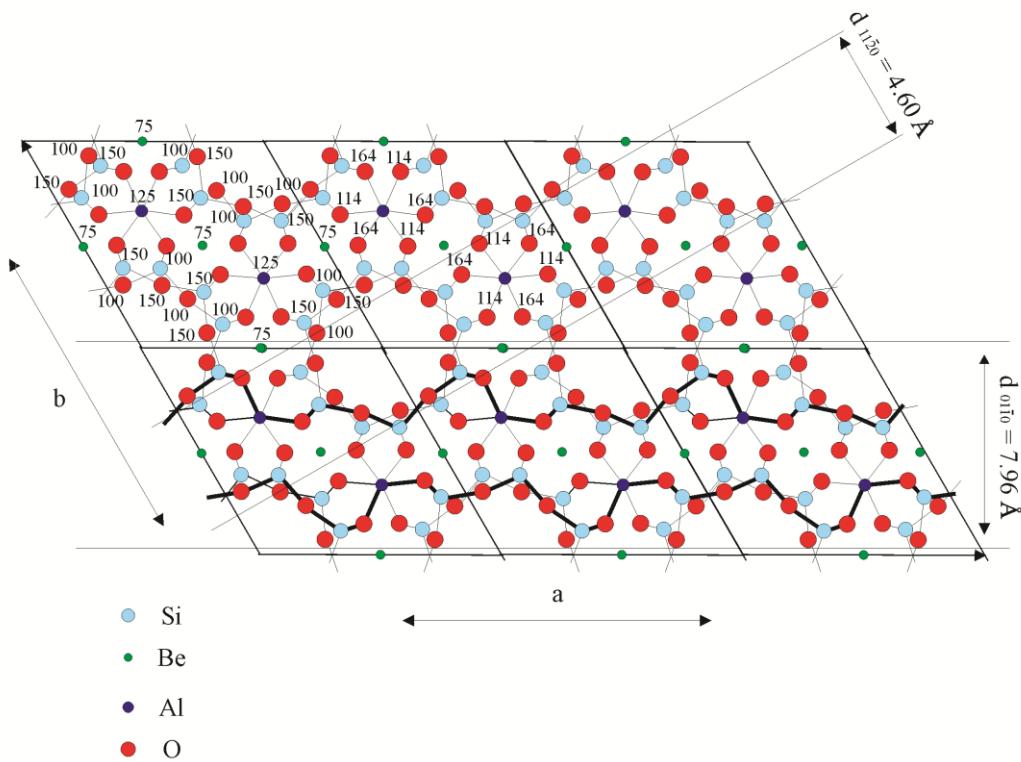


Рис. 5.12 Проекція структури берилу на грань пінакоїда {0001}. Ланцюги сильного зв'язку виділені товстою лінією. Висоти атомів показані в % від параметрів елементарної комірки.

На рис. 5.13 подана проекція структури берилу на грань призми $\{11\bar{2}0\}$. На ній простежуються РВС-вектори, що відповідають напрямкам $[0001]$, $[21\bar{3}0]$, $[\bar{1}101]$. На рисунку бачимо, що ланцюги сильного зв'язку з'єднані між собою в межах d_{0001} . Це означає, що пінакоїд $\{0001\}$ є істинною F-гранню. F-характер призми $\{10\bar{1}0\}$ видно з попереднього рисунка. Зигзагоподібні особливості РВС-вектора $[\bar{1}101]$ та невеликі d_{hkl} граней, що до нього паралельні, засвідчують, що він не утворює істинні F-грані. Отже, істинними F-гранями є лише пінакоїд $\{0001\}$ та призма $\{10\bar{1}0\}$.

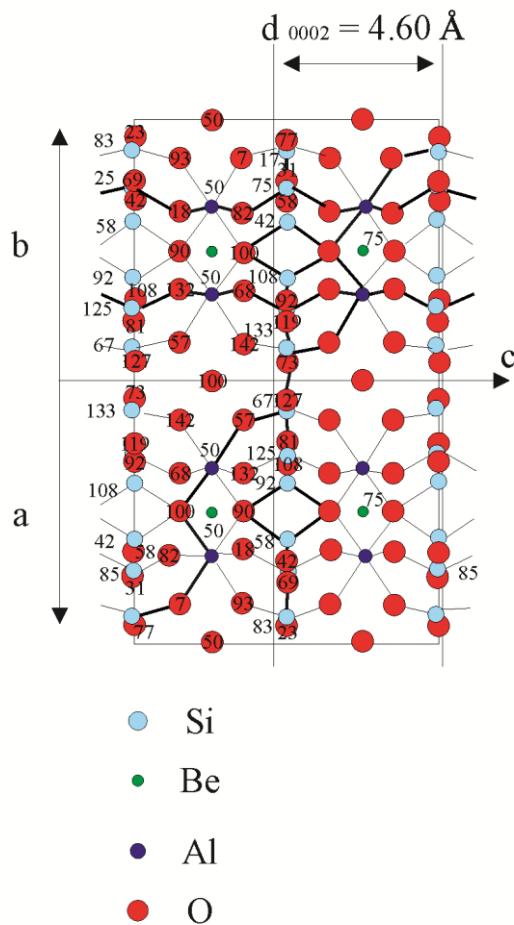


Рис. 5.13 Проекція структури берилу на грань призми $\{11\bar{2}0\}$. Ланцюги сильного зв'язку виділені товстими лініями. Висоти атомів показані в % від параметрів елементарної комірки.

Пояси, які відповідають ланцюгам сильного зв'язку, і теоретичні F-грані подані на рис. 5.14. Теоретичні F-грані не такі значимі як істинні, проте їхня поява на реальних кристалах не є випадковою. Такими є пінакоїд $\{0001\}$, гексагональні призми $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$, гексагональні дипіраміди $\{11\bar{2}2\}$, $\{11\bar{2}3\}$, $\{11\bar{2}4\}$, $\{01\bar{1}2\}$, дигексагональні дипіраміди $\{31\bar{4}2\}$, $\{21\bar{3}4\}$. Серед них, як було зазначено вище, істинними F-гранями є лише $\{0001\}$ і $\{10\bar{1}0\}$.

Інформацію порівняння морфологічної важливості граней берилу при застосуванні різних підходів подано у табл. 5.1.

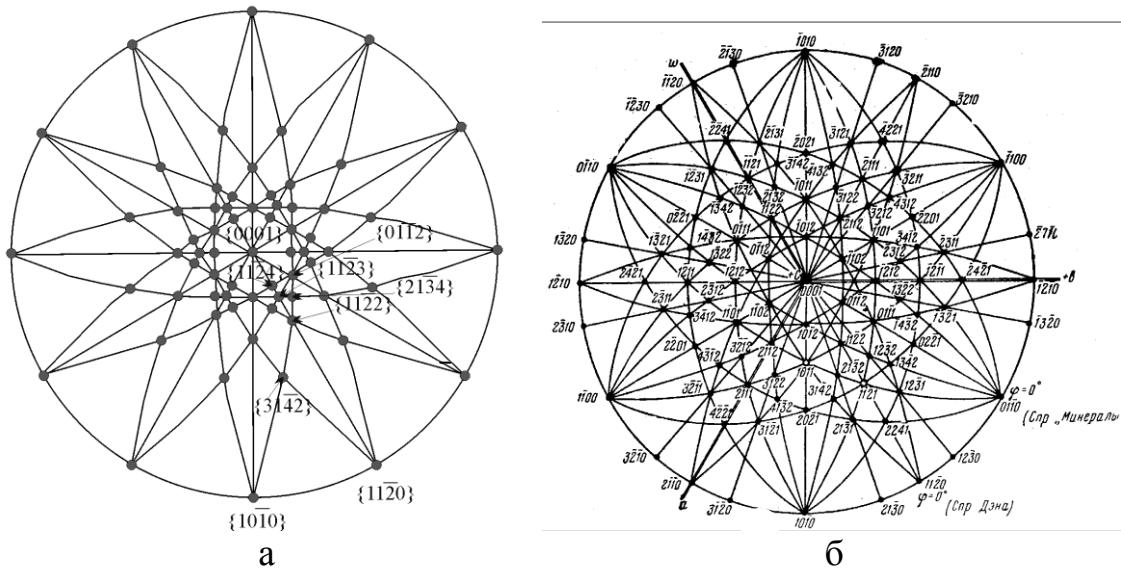


Рис. 5.14 Теоретично можливі F-грані берилу (а) [23], положення осей і зведені проекції граней для кристалів гексагональної і тригональної сингонії (б) [18].

Табл. 5.1

Морфологічно важливі грані на кристалах берилу за структурними підходами

1	2	3	4	5	6
10 $\bar{1}$ 0	0001	10 $\bar{1}$ 0	0001	0001	10 $\bar{1}$ 0
0001	11 $\bar{2}$ 0	11 $\bar{2}$ 0	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 0	11 $\bar{2}$ 0
11 $\bar{2}$ 2	10 $\bar{1}$ 2	0001		11 $\bar{2}$ 0	0001
10 $\bar{1}$ 2	10 $\bar{1}$ 0	10 $\bar{1}$ 2		{hk \bar{i} o}	11 $\bar{2}$ 1
11 $\bar{2}$ 0	11 $\bar{2}$ 2			{hh $\bar{2}$ \bar{h} l}	10 $\bar{1}$ 1
	10 $\bar{1}$ 1			{h0 \bar{h} l}	

1 – статистична інформація, взята з наукової праці [158], 2 – матеріали за «Рентгенометричним визначником мінералів» [158], 3 – інформація за Доннеєм-Харкером [26], 4 – істинні F-грані, 5 – морфологічна важливість за симетрією грані [26], 6 – морфологічна важливість граней на берилах з камерних пегматитів Волині [26]

Теоретичні розрахунки морфологічно важливих граней можна порівняти з кристалами берилів із камерних пегматитів Волині (рис. 5.10, рис. 5.11).

Зрівноважені форми кристалів визначені на підставі різних структурних підходів подано на рис. 5.15.

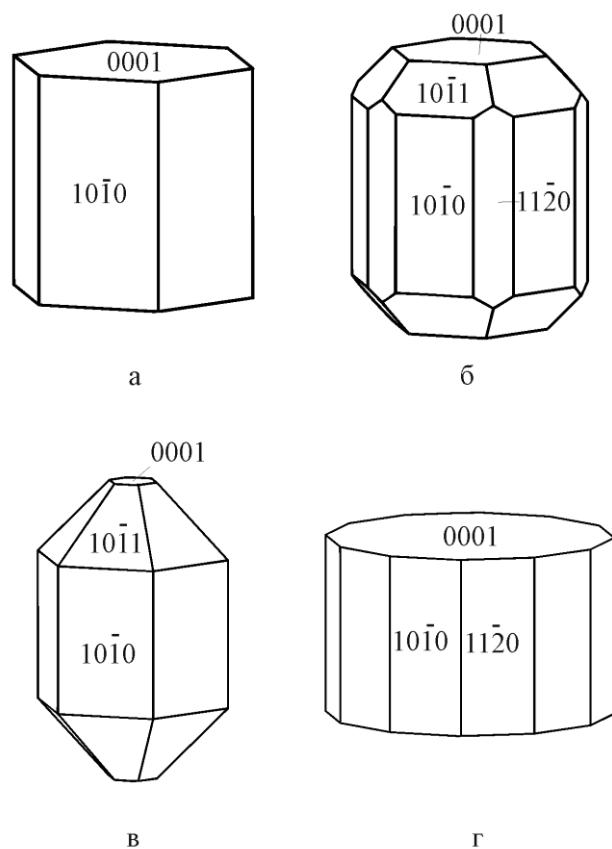


Рис. 5.15 Морфологія кристалів берилу згідно різних структурних підходів:

а – істинні F – грані, б – морфологічно важливі грані за комплексним структурним підходом, в – збалансована форма за методом Доннея-Харкера, г – форма кристалу, що відповідає максимальній симетрії грані.

5. 3. Хімічний склад і забарвлення берилу

Хімічний склад берилу з камерних пегматитів поданий в табл. 5.2.

Варто зазначити, що різнозабарвлени кристали берилу майже не відрізняються за хімічним складом.

Для них типові такі особливості:

- 1) низький вміст лужних елементів;
- 2) низький вміст або відсутність Fe^{2+} ;
- 3) підвищений вміст Fe^{3+} .

Серед елементів-домішок виявлено Ti, Mn, Ga (по 0,001 %), Nb (0,03 %), Mo, Ba (по 0,01 %) [99], Sc (0,0005–0,001 %), Cu (<0,0003 %) [133].

Табл. 5.2

Хімічний склад берилів камерних пегматитів Волині [133]

Компоненти	min	max
SiO_2	64,64	66,04
TiO_2		
Al_2O_3	17,04	20,16
Cr_2O_3		
Fe_2O_3	0,64	1,48
FeO	0,00	0,07
MnO		
BeO	12,24	14,10
MgO	0,04	0,24
CaO	0,24	0,70
Na_2O	0,04	0,31
K_2O	0,03	0,21
Li_2O	0,03	0,06
H_2O^-	0,02	0,03
H_2O^+	0,26	0,82

Більшість зразків волинського берилу мають зелене забарвлення різних відтінків, зокрема оливково-зелене, трав'янисто-зелене, салатово-зелене, блідо-зелене, бруднувато-зелене, пляшково-зелене тощо. Кристали аквамаринового кольору – рідкісні. Ступінь прозорості та ювелірна цінність залежать від наявності дефектів тобто тріщин, включень, скульптури поверхні. При нагріванні до 300–320 °C берил знебарвлюється.

Оскільки топаз після перебування на сонці або нагріванні до тих же температур також знебарвлюється, то допускають, що природа забарвлення берилу і топазу аналогічна [99].

5. 4. Висновки

У пегматитах Коростенського плутона берил пов'язаний із заноришами повнодиференційованих тіл центральної частини пегматитового поля. Рідше кристали берилу трапляються в зонах вилугування.

Берил знаходять серед кристалів і уламків кварцу, польових шпатів та слюд. В топазоносних пегматитових тілах берил відсутній. Кристали берилу сягають значних розмірів, тобто перші метри по z, хоча вони не піддаються гоніометричним дослідженням через значне розчинення і скульптуру граней.

У літературі [99] описано п'ять морфологічних типів берилу. Ці матеріали отримали розвиток у наших дослідженнях. Зокрема, на багатогранниках із заноришів нами виявлено такі прості форми: пінакоїд $\{0001\}$, гексагональні призми $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$, гексагональні дипіраміди $\{10\bar{1}1\}$ і $\{11\bar{2}1\}$. Головну роль в огранці кристалів відіграє призма $\{10\bar{1}0\}$, а призма $\{11\bar{2}0\}$ має менше значення. Розміри пінакоїда $\{0001\}$ коливаються в значних межах.

Морфологія кристалів із зон вилугування дещо багатша. На них нами виявлені грані пінакоїда $\{0001\}$, гексагональних призм $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$ та гексагональних дипірамід $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$ і дигексагональної дипіраміди $\{21\bar{3}1\}$. Простежується ситуація протилежна до криталоморфології топазу, на якому індивіди із заноришів відзначаються більшою кількістю простих форм. Другою відмінністю багатогранників берилу із зон вилугування є домінування призми $\{11\bar{2}0\}$ над $\{10\bar{1}0\}$.

Виходячи з розрахунків ретикулярної густини із врахуванням гвинтових осей та площин ковзаючого відбиття, найважливішими формами на кристалах берилу повинні бути $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}0\}$ і $\{0001\}$.

Найвищою симетрією грані відзначається пінакоїд $\{0001\}$, а потім призми $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$. Істинними F-гранями берилу є лише пінакоїд $\{0001\}$ і призма $\{10\bar{1}0\}$.

Таким чином згідно структурних підходів морфологічно найважливішими гранями є: $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, далі $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}1\}$.

Хімічному складу волинського берилу притаманний низький вміст лужних елементів, низький вміст або відсутність Fe^{2+} і підвищений вміст Fe^{3+} .

Більшість кристалів берилу із камерних пегматитів Волині мають різні відтінки зеленого забарвлення, а аквамарин є рідкісним.

РОЗДІЛ 6

УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТОПАЗУ І БЕРИЛУ В КАМЕРНИХ ПЕГМАТИТАХ ВОЛИНІ

Незалежно від підходів до генезису гранітних пегматитів Українського щита у різних за геологічною будовою та історією розвитку мегаблоках регіону формувалися на притаманному їм постмагматичному етапі специфічні риси мінерального складу парагенезів пегматитових тіл.

Поділ пегматитового процесу на магматичну (магматогенну) і метасоматичну (пневматогенну і ендогідатогенну) стадії, був запропонований В. С. Соболевим [135]. Він є до певної межі умовним, оскільки в камерних пегматитах Волині поділ чіткіше фіксується а-β-переходом кварцу тобто доінверсійна і післяінверсійна стадії та наявністю т. з. «стільникового кварцу» [101, 99].

Існування магматичного етапу переконливо засвідчує наявність розплавних включень [116, 83]. У кварці з графічної мінерально-структурної зони повнодиференційованих пегматитових тіл їхня гомогенізація здійснюється за температури 750–660 °С для безтопазових об'єктів і 660–620 °С для топазоносних, тобто можливою нижньою межею ранніх графічної, пегматоїдної і мономінеральної кварцової зон пегматиту, оскільки кристалізація кварцу в них завершувалася у доінверсійну стадію.

Етапи мінералоутворення у післяінверсійну стадію пегматитового процесу чітко зіставляються з кислотно-лужними періодами: три кислотних і два лужних, що відбувалися в такій послідовності: I кислотний – I лужний – II кислотний – II лужний – III кислотний. [101, 71]. За умов цієї стадії значну перевагу отримав метасоматичний спосіб утворення мінералів, зокрема, у зоні вилуговування, де знаходяться не тільки первинні, а й новоутворені мінерали, завдячуєчи, насамперед, процесові альбітизації. Найінтенсивніше альбітизація відбувається за температури в межах 400 °С під час II

кислотного періоду, що синхронізується з кристалізацією топазу, акцесорних берилу і фенакіту, зеленого флюориту-І та із заліковуванням “стільникових” тріщин у кварці [148, 110]. Власне у повнодиференційованих пегматитових тілах, у яких флюїди цього періоду проявилися найповніше [71], зазвичай кристалізувалися парагенези з коштовним камінням – топаз, берил.

Подана нижче узагальнена інформація про генетичні особливості парагенезів з коштовним камінням камерних пегматитів ґрунтуються на дослідженнях флюїдних включень у топазі і берилі заноришевих областей, метасоматично змінених порід і зон вилуговування пегматитових тіл, виконаних не тільки автором особисто, а й з врахуванням численних літературних матеріалів. Акцентовано на зіставленні термодинамічних і фізико-хімічних умов кристалізації мінералів у заноришевій області та зоні вилуговування, що займає особливе місце в пегматитовому процесі, оскільки безпосередньо з формуванням цих мінералого-структурних зон на післяінверсійному етапі пов’язано транспортування і перерозподіл кремнезему та інших сполук що є вагомим чинником впливу на генезис топазу і берилу та їхню кондиційність.

6. 1. Флюїдні включення як індикатор процесів топазоутворення

Термодинамічні умови утворення топазів вивчалися М.П. Єрмаковим [54], М.М. Івантишиним [62], В.А. Калюжним [70, 69, 66, 101], Г.Г. Леммлейном [95], В.І. Павлишиним [119], Д.К. Возняком [35], І.М. Наумком [108, 67] та ін.

На сьогодні наявна численна інформація досліджень флюїдних включень у топазі заноришевих областей камерних пегматитів.

М. П. Єрмаков [54] першим отримав результати, згідно яких температура гомогенізації первинних включень у мінералі становить 362–400 і 510, а вторинних – 310–315 °С, отримав.

М. М. Івантишиним [62] виявлено, що середня температура гомогенізації первинних газово-рідких включень у топазах ільменського типу становить 390, максимальна – 500 °C, а в залікованих тріщинах, відповідно, 290 і 340 °C. При цьому у кристалах топазу коростенського типу максимальна температура гомогенізації не перевищує 450 °C, а в деяких пегматитових тілах – 350 °C, тобто нижча, ніж для ільменського типу. У кварці пегматитів з топазом температура гомогенізації газово-рідких включень перебуває у межах від 300–400 і до 500 °C, у пегматитах з флюоритом, але без топазу, вона не вища, ніж 300 °C, тобто заміна топазу флюоритом супроводжується пониженням температури мінералогенезу.

Згідно досліджень [95] первинних багатофазових включень у топазах, де тверда фаза сформована, зазвичай, кварцом, мусковітом, кріолітом, топаз утворився магматичним шляхом при температурі приблизно 700 °C і тиску в кілька тисяч атмосфер. Густина і концентрація залишкового маточного середовища були високими при вмісті понад 50 % CO₂. Розчинність топазу в цьому середовищі становила 10-15 % від загального об'єму. Розплав був майже насычений водою, і при температурі 700 °C містив її більше 10 %.

Однак, твердження про магматичний генезис топазу, що ґрунтувалося на вивченні таких включень в автоклавах і за дуже високої температури плавлення їхнього вмісту, згодом не підтвердилося [34; 35].

I. В. Моторіна [102] визначила температуру гомогенізації численних багатофазових включень у топазі, серед мінералів-в'язнів виявлено галіт, сильвін, ельпасоліт, караколіт, хлорид амонію і цинку, інші розчинні солі [69]. Тверді фази у включеннях розчиняються в інтервалі температури від 30 до 550 °C, зникнення газової фази відбувається головно при 215–285 і 340–470 °C. Ґрунтуючись на особистих спостереженнях за особливостями гомогенізації, а, здебільшого, за матеріалами вивчення складу подібних включень В. А. Калюжним [69], I. В. Моторіна доходить висновку про їхнє утворення за температури не нижче 465–550 °C, тиску не менше 30–40 МПа і концентрації солей у розчинах, що сягала 60–70 ваг. %.

Порядок утворення флюїдних включень у топазі заноришевих областей з використанням методу перенаповнення [93] обґрунтовано в наукових працяч [32, 34, 101] і на цій підставі з'ясовано умови формування мінерала.

Досліджували добре огранені кристали топазу із заноришів, в яких було виявлено багато первинних флюїдних та твердих включень. Тверді включения – це флюорит, протолітіоніт, колумбіт, альбіт і кварц. Всі вони є сингенетичні. Флюорит утворює зелені кристалики або мітлоподібні форми, протолітіоніт – бочкоподібні, видовженопризматичні кристалики, які в поперечному перерізі мають вигляд шестикутників. Дрібні кристалики протолітіоніту потрапляли на грані призм М {110} та 1 {120} і за сприятливих умовах продовжували сумісний з топазом ріст. Величина цих кристаликів зазвичай 0,1–0,3 мм. Колумбіт утворює голчасті, тичкуваті смоляно-чорні кристалики. Він трапляється надзвичайно рідко. Альбіт має вигляд видовжено східчастих утворень, за видовженням перпендикулярних до площини росту грані топазу. Вторинні включения альбіту в топазі є досить частими. Вони пов’язані із периферійними частинами кристалів. Включения кварцу – це зазвичай димчасті кристалики. Фенакіт утворює присипки на глибині 0,5–2 мм від поверхні граней топазу.

Первинні включения, що сформовані сингенетичними газово-рідкими включениями з великою кількістю твердих фаз-мінералів-супутників та газово-рідкими без твердих фаз, а також складними включениями діоксиду вуглецю, пов’язані із гранями призми М {110}. Розташування включень вказує на близьке до вертикального положення кристалів в період їхнього росту. Інколи утворення первинних рідких включень пов’язане з "прилипанням" мінералоутворюального розчину до твердих включень протолітіоніту і флюориту. Включения діоксиду вуглецю "прилипли" до фенакітової присипки на глибині майже 1 мм на грані М {110}.

За формою первинні рідкі включения часто є трубчастими, рідше вони мають неправильну форму. Більшість включень містять тверду фазу, об’єм

якої непостійний. Рідше трапляються первинні рідинно-газові включення, розміри яких включень 0,01–0,5 мм, інколи до 1 мм.

Виділяють вісім типів флюїдних включень у топазі із заноришів пегматитових тіл центральних ділянок [101]:

1. Газово-рідкі, що містять тверді фази–мінерали-супутники, негативні кристали, трубчасті, неправильні. Вони є первинними і гомогенізуються в рідку фазу при 370–400 °C.

2. Рідинно-газові, трубчасті негативні кристали. Це також первинні включення, що гомогенізуються в газову фазу при 410–415 °C.

3. Рідинно-газові, газово-рідкі з твердими фазами мінералів-супутників, неправильної форми. Вони належать до ранньовторинних і перетинають зони первинних включень типу 1 і 2.

4. Рідинно-газові, трубчасті, негативні кристали, рідко неправильної форми. Гомогенізуються при 390, 405–410 °C в газову фазу, при нагріванні киплять. Ранньовторинні.

5. Багатофазові мінерали-в'язні неправильної форми. Переповнюють включення типу 1, 4.

6. Складні включення CO₂ неправильної форми. Це первинні включення, що знаходяться в периферійній зоні кристалів. Гомогенізуються я газову фазу (300°C).

7. Складні вторинні включення CO₂, трубчасті, неправильної форми. Перенаповнюють включення типів 1–5.

8. Газово-рідкі неправильної форми, трубчасті. Трапляються часто з включеннями типу 7.

Більшість включень, тобто не менше 95 % від загальної кількості первинних містять різні тверді фази, об'єм яких не постійний і становить 50–90 % об'єму вакуолі. За формулою, розмірами і складом тверді фази – кварц, альбіт, протолітіоніт, кріоліт, флюорит, колумбіт, монацит подібні до описаних у науковій праці [95]. Згадані вище мінерали трапляються в топазі у вигляді лише твердих включень, часто в зоні первинних рідких включень з

твердими фазами. Співвідношення між твердими фазами у включеннях різне. У зонах, що містять включення з твердими фазами, знаходяться також рідинно-газові ($*L = 40\%$) включення без твердих фаз. Ці факти доводять, що тверді фази описаних первинних вклюень є мінералами-супутниками.

Первинні газово-рідкі з мінералами-супутниками та рідинно-газові ($L = 40\%$) включення без твердих фаз гомогенізуються за температури 385–392 °C у рідку без розчинення твердих фаз–мінералів-супутників та 410–415 °C – у газову фази, відповідно [101]. Близькість температури гомогенізації вклюень однієї зони росту в рідку і газову фази та їхня сингенність засвідчить гетерогенний субкритичний стан флюїдів. Виміряні температури відповідають дійсним або близьким до дійсних температурам захоплення вклюень, тобто температурам мінералогенезу.

На підставі поданої інформації [32] не підтверджується висновок [95] про кристалізацію топазу, кварцу, мусковіту, кріоліту і інших мінералів камерних пегматитів з розплаву. Це також засвідчує температура гомогенізації первинних складних вклюень діоксиду вуглецю, які подібні до таких же вклюень у безбарвному кварці регенерації.

У периферійній частині кристалів топазу містяться первинні складні включення діоксиду вуглецю типу $10L + 10\text{--}15L_1 + 80\text{--}85G$ при 20 °C.

Серед вторинних вклюень переважають вклюення, що не містять, на противагу первинним, твердих фаз мінералів-супутників, і такі, що гомогенізуються за температури 390–450 °C в рідку і газову фази.

Методом перенаповнення визначено, що багатофазові вклюення з мінералами-в'язнями у топазі, досліджувалися також також [54, 69, 102], є пізніші від рідинно-газових вклюень.

*Тут і надалі в тексті і на рисунках (у % в порядку зменшення вмісту у включеннях): L – водний розчин (наповнення), G – газовий пухирець, L_1 – рідкий CO_2 , $B_{(1, 2 \text{ i t. d.)}}$ – тверді фази.

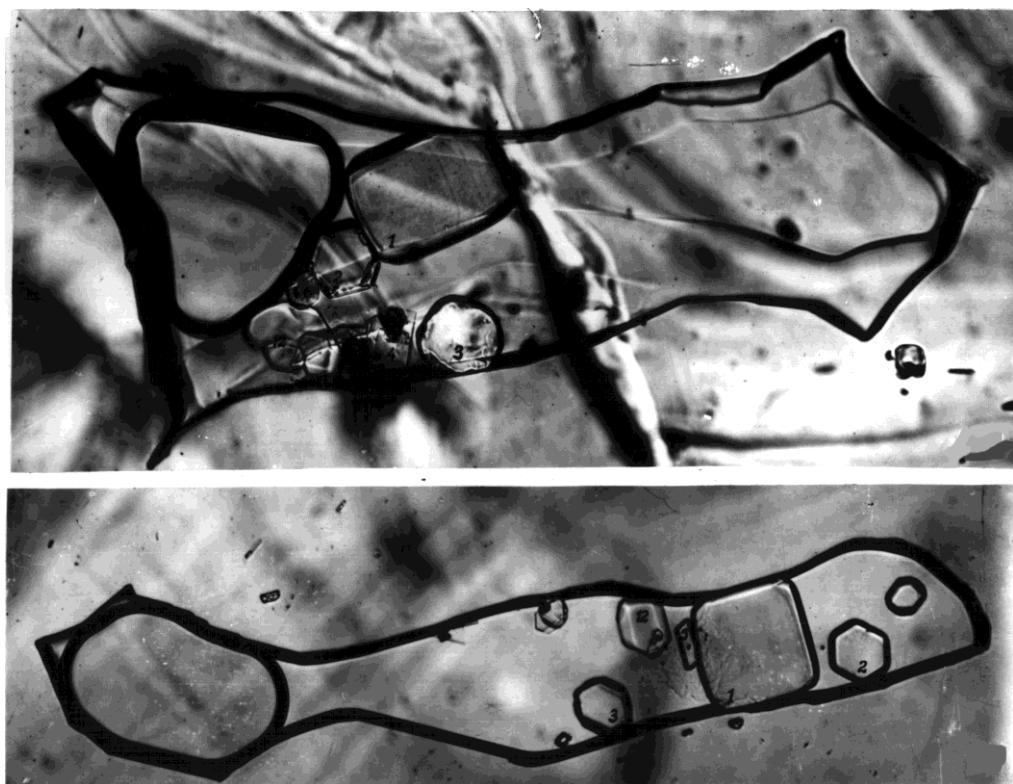


Рис. 6.1 Багатофазові включення в топазі. 1 –галіт, 2 – сильвін, 3 – невідомий хлорид, 4 – прозопіт /?/, 5 – гемафібріт, 12 –ельпасоліт. Зб. 85. [69]

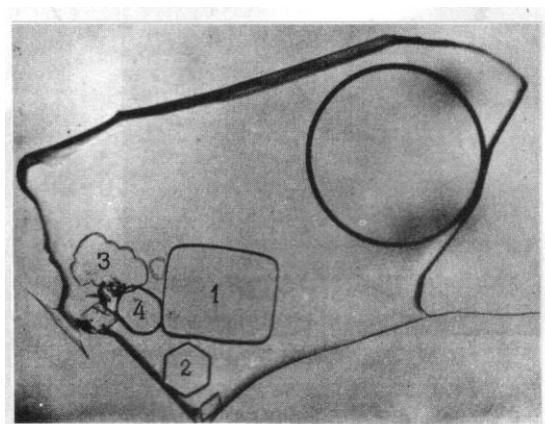


Рис. 6.2 Багатофазові включення з мінералами-в’язнями в топазі із занориша: 1 – галіт, 2 – сильвін, 3 – ельпасоліт, 4 – хлорид алюмінію і цинку. Зб. 85. [67]

Вторинні складні включення CO_2 такі ж як і первинні. У тріщинах поряд з ними наявні газово-рідкі ($L = 75\text{--}80\%$) включення.

Ю. О. Долгов [49] подає інформацію про величини тиску в первинному включені у топазі, що становлять 53 МПа за температури гомогенізації 440 °C, у вторинних включеннях – 23–46 Мпа, 300–440 °C.

Виміряні величини pH розчинів включень у топазі коливаються від 4,3 до 5,6 [70, 66, 86, 34], що підтвердило передбачення В. С. Соболєва [1949] про достатньо високу кислотність топазотвірних флюїдів.

Подані вище результати досліджень загалом підверджені авторськими матеріалами.

Дослідження флюїдних включень проведено у плоскопаралельних пластинках і спайних виколках 23 зразків топазу із занориша пегматитового тіла, розкритого шахтою № 2. Практично в усіх пробах виявлені включения різного генетичного типу та фазового і агрегатного стану.

Найпоширеніші серед них рідинно-газові включения з $L = 30\text{--}35\%$ (рис. 6.3), а також групи розмаїтих включень, зокрема істотно газові, з твердими фазами, газово-рідкі (рис. 6.4). Часто включения розташовуються у вигляді ланцюжків, що утворилися при заліковуванні тріщин, тобто – це вторинні включения. Розміри включень варіюють у широких межах – від 0,01 і менше до 0,5 мм, переважають включения розміром 0,05–0,2 мм. Форми вакуолей розмаїті, зокрема кулькоподібні, овальні до ізометричних, часто складні, дендритоподібні.

В істотно газових включеннях сухих газів рідка фаза практично відсутня (рис. 6.5).

Значно поширені тверді включения розчинених кристалів (рис. 6.6).

У деяких залікованих тріщинах трапляються включения з твердою фазою. Зазвичай співвідношення фаз у цих включеннях таке (%): рідина – 15–25, газ – 75–80, тверда фаза – до 5. Ймовірно тверда фаза сформована NaCl, тому що мінерали-в'язні мають кубічний габітус. Зрідка включения містять велику кількість твердих фаз. Вони теж простежуються і вздовж залікованих тріщин, хоча форми цих фаз невиразні.

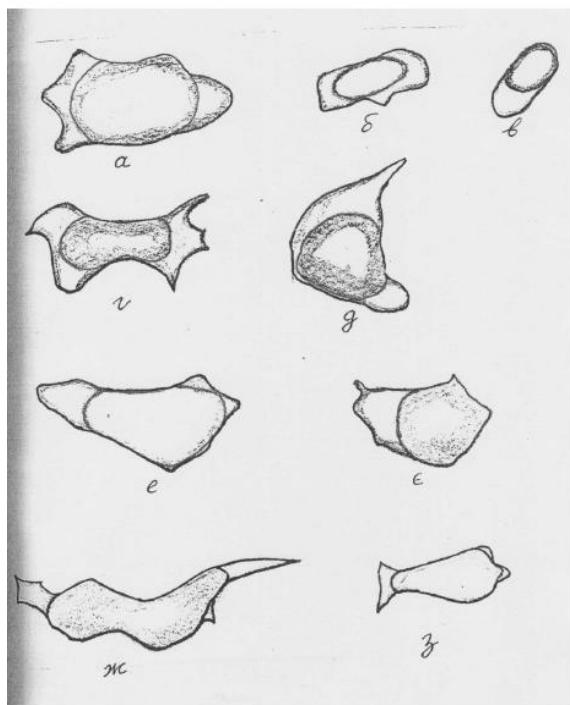


Рис. 6.3 Рідинно-газові включення у топазі. Зб. 250

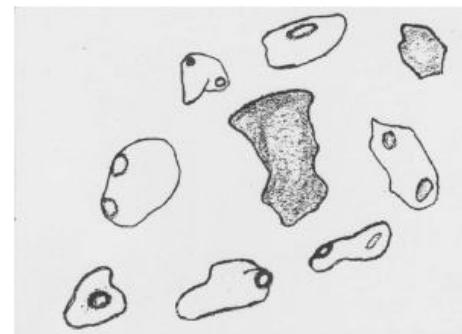


Рис. 6.4 Група розмітіх включень у топазі зокрема істотно газові, з твердими фазами, газово-рідк.). Зб. 250

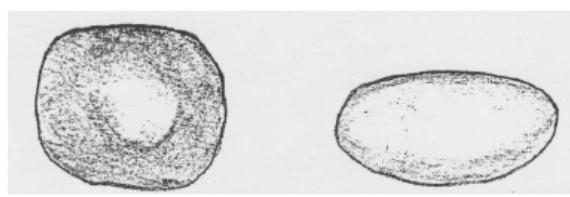


Рис. 6.5 Істотно газові включення сухих газів у топазі. Зб. 250



Рис. 6.6 Псевдорозплавні включення у топазі. Зб. 250

У зовнішній регенерованій зоні росту одного з кристалів поширені включення, які містять рідкий діоксид вуглецю (CO_2) (рис. 6.7–Рис. 6.9). Генетичний тип включень близчий до ранньовторинних. Форми вакуолей досить складні, інколи вони мають вигляд з'єднаних між собою каналів. У складі цих включень у стаціонарних умовах простежується до трьох фаз, зокрема однофазові, в яких капсульовано газовий CO_2 , двофазові з газовим та

рідким CO_2 і трифазові, що містять рідку водну фазу, рідку фазу CO_2 та газову фазу CO_2 (рис. 6.7–Рис. 6.9). У двофазових включеннях міститься до 10 % CO_2 . Серед трифазових включень найчастіше трапляються включення з 15 % H_2O , до 30 % рідкого CO_2 , решту об'єму займає газ. Гомогенізація двофазових включень відбувається за температури 24,5 °C в газову фазу; за даними АМАГА їхня густина у момент часткової гомогенізації становить 0,20–0,21 г/см³. Часткова гомогенізація трифазових включень відбувалася в інтервалі 28–30,4 °C, що за даними АМАГА відповідає густині CO_2 0,28–0,35 г/см³.

Подана інформація засвідчує, що консервація описаних включень відбувалася за відносно низького тиску, оскільки температура мінералогенезу сягала навіть 400 °C, то й за таких умов тиск у системі не перевищував 50 МПа.

В описаній вище зоні поширені тверді включения розчинених кристалів (рис. 6.8), форми яких близькі до ізометричних, а на фазовій межі з мінералом-господарем простежуються 1–2 і більше газових пухирців, які, можливо, прилипали до його поверхні під час їхнього захоплення. Групи цих включень формують ланцюжки у заліковуваних тріщинках. Ймовірно, що тверді включения під час тріщиноутворення разом з газовим флюїдом потрапляли в мікротріщинки і там законсервувалися. Отже, генетично їх можна віднести до вторинних ксеногенних включень. За виглядом вони подібні до газово-склуватих розплавних включень. Для того, щоб переконатися, чи не є описані включения вторинними розплавними, ми разом з І.Т. Бакуменком нагрівали їх до температури 800 °C. Жодних фазових змін під час нагрівання цих включень не зафіксувано. Отже, досліджувані включения не є розплавними, а є лише розчиненими мікрокристалами, можливо польового шпату або кварцу. Вірогідно, що ці кристали знаходилися в мінералоутворювальних флюїдах у зависому стані.

Ксеногенне (випадкове) походження газово-твердих включень такого типу подібне до наших, нагрівання і плавлення яких у високотемпературній

камері може бути доведено до дуже високих температур – 1000–1200 °C з добрим спостереженням гомогенізації в рідку чи газову фази. Це підтверджують результати дослідів, проведених Г.М. Гігашвілі [101].

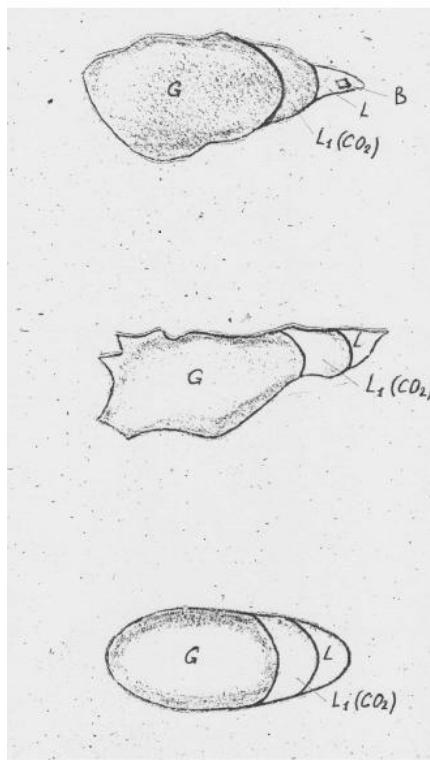


Рис. 6.7 Складні включення з діоксидом вуглецю (CO_2) у топазі. Зб. 200

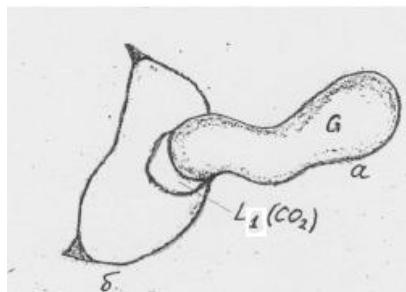


Рис. 6.8 Двофазове включение з CO_2
(а), яке прилипло до твердого
включения (б). Зб. 150

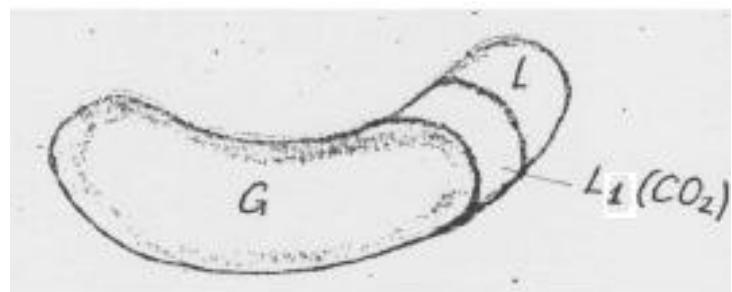


Рис. 6.9 Складне включение з
діоксидом вуглецю (CO_2). Зб. 100

Нами були досліджені вторинні рідинно-газові включення, що простежувалися у вигляді ланцюжка вздовж залікованої тріщинки. Спостереження велися за шістьма включеннями, два з яких показані на рис. 6.3. Гомогенізація цих включень відбувалася при температурах 300–320 °C в

газову фазу. Під час охолодження при температурі 285 °C в більшому включені (рис. 6.1) з'явилися перші фазові межі. Великі включення гетерогенізувалися з різницею температури 10–25 °C. У менших включеннях різниця в температурі гетерогенізації була більша.

Температури гомогенізації включень у рідку фазу у топазі з *кварц-топазового грейзена* становлять 345–370 °C [39]. Включення зазвичай газово-рідкі (L = 50–70 %). Багатофазових включень не виявлено.

Температура гомогенізації істотно газових включень у топазі *пегматитів північної периферійної частини* Володарськ-Волинського поля становить майже 370–380, а мінімальна багатофазових – 350–360 °C [85]. Як одна з істинних, ця температура загалом засвідчує нижче, порівняно з центральною частиною, значення температури і тиску, тобто нижче 30–35 МПа початку кристалізації досліджуваних топазів.

У топазах із зони *вилуговування*, на противагу заноришевим областям, багатофазові включения з мінералами-в'язнями (рис. 6.10) фіксуються рідко [108]. Тріщини, заліковані ними, не виходять за межі внутрішніх зон кристалів, що дозволяє розглядати їх як ранньовторинні. Розмір включень зазвичай 0,02–0,05, сягаючи 0,1 мм; форма довільна. Співвідношення фаз становить: L + G + B = 50 + 35 + 15. Мінерали-в'язні – ізотропні кристали кубічного габітусу, ймовірно, хлориди Na і K, які при нагріванні розчиняються в двох температурних інтервалах: 90–110 і 180–210 °C. Це засвідчує високу концентрацію первинного розчину. Інколи у включениях, крім легкорозчинних хлоридів, присутні анізотропні тверді фази (мінерали-супутники), які не розчиняються навіть за температури зникнення газового пухирця. Більшість включень гомогенізується у рідку фазу при 410–430 °C, а температура гомогенізації деяких серед них сягає 580–590 °C.

Вивчення багатофазових включень показало [108], що вони близькі до таких в топазі [69] і кварці [97] заноришевих областей, будучи реліктами висококонцентрованих мінералоутвірних флюїдів.

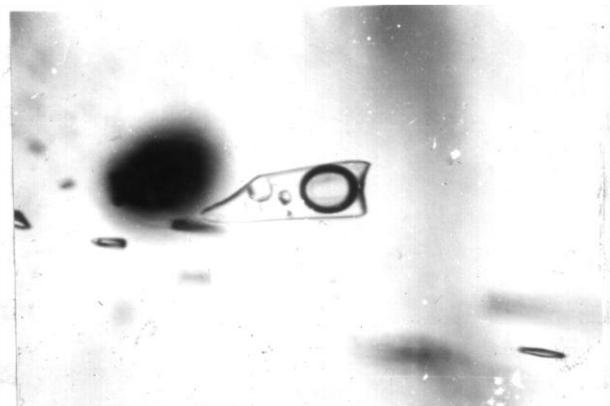


Рис. 6.10 Багатофазове включення з мінералами в'язнями в топазі із зони вилуговування і перекристалізації. Зб. 270. [107]



Рис. 6.11 Включення гетерогенного походження в топазі із зони вилуговування і перекристалізації. Зб. 145. [107]

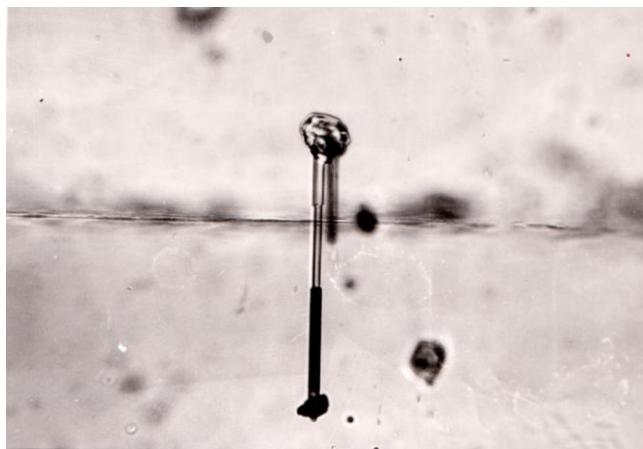


Рис. 6.12 Первинні включення, що утворилися при відштовхуванні, спільному рості і відштовхуванні чужорідних твердих частинок кристалами топазу під час росту в зоні вилуговування і перекристалізації. Зб. 120.

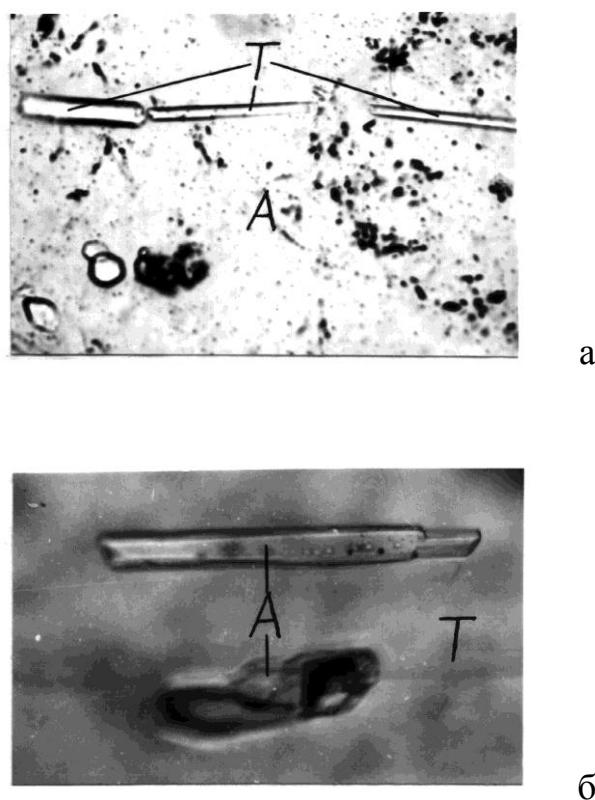


Рис. 6.13 Кристали топазу (Т) в альбіті (А) (а) і альбіту, який не повністю замістив мікроклін, в топазі (б). Зб. 200. [107]

У включениях найрізноманітнішого наповнення, складу і стану фаз, що знаходяться в одній тріщині, вміст анізотропних твердих фаз коливається у широких межах – 5–8 %. В істотно газових включениях цього типу $L = 0\text{--}20 \%$. Інколи рідка фаза не помітна, газовий пухирець охоплює до 10–15, а

мінерали-супутники – 85–90 %. Різне наповнення, наявність мінералів-супутників, постійні температури гомогенізації в рідку і газову фази – 380–410 °C засвідчують заліковування таких ранньовторинних тріщин з розчину, що знаходився у стані двофазової рівноваги (рис. 6.11).

Значно поширені у кристалах топазу рідинно-газові включення, що “прилипли” до анізотропних кристаликів кварцу, немов би оплавленої форми або іноді з чіткими кристалографічними обрисами. Вони зазвичай розташовані поза зв’язком із залікованими тріщинами. З огляду на особливості розташування на площинах колишніх граней топазу, кристалики кварцу вільно осідали з розчину у сформованому вигляді з причини короткочасних коливань складу флюїду і кислотно-лужного потенціалу, які спричиняли випадіння зародків кристалів SiO_2 .

Включення об’ємні, правильної форми, найчастіше близької до овальної. Співвідношення фаз досить постійне – $G + L = 60 + 40$. Розміри включень здебільшого 70–120 мкм, хоча трапляються і більші – до 1 мм.

Кріometричним аналізом виявлено, що за температури -30÷ -35 °C у метастабільній області водний розчин у включенні не замерзає і утворює слабкопрозорий агрегат, у якому після перекристалізації чітко виділяються лід і замерзла фаза евтектичного складу. Танення евтектичної суміші відбувається при -23÷-23,5 °C, що за інформацією [16], практично відповідає евтектиці сольової трикомпонентної системи $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ при фазовому складі евтектичної суміші $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}+\text{KCl}+\text{lід}$. Танення останнього кристалика льоду відбувається при -6,5 °C, що відповідає сумарній концентрації солей у розчині включень, дещо вищій за 10 ваг. % за NaCl -екв. При охолодженні в кріокамері до -196 °C видимих змін в газовому пухирці не фіксувалися. У газовій фазі* переважає CO_2 (61,1 об. %). Вміст азоту і метану становить, відповідно, 34,8 і 4,1 об. %.

*Тут і надалі подано результати аналізу окремих включень у мінералах камерних пегматитів (аналітик Б.Е. Сахно, хімічний мас-спектрометр МСХ-3А (ІГГГК НАН України)).

Описані включення при нагріванні розтріскуються в інтервалі 530–550 °C. Зважаючи на темпи збільшення газового пухирця, вони могли стати гомогенними при 560–600 °C. Такі високі температури гомогенізації включень у газову фазу пояснюють підвищеною концентрацією розчину. Згідно з [92], гомогенізація включень з наповненням $L = 40\%$ і концентрацією солей $X = 10\%$ повинна відбуватися за температури майже 500 °C. Включення розглянутого типу, однак, не можуть вважатися надійним індикатором термобаричних і геохімічних умов кристалізації топазу через недосконалість їхньої герметичності, хоча їхня первинна генетична природа сумніву не викликає. Перегрівання включень вище температури захоплення сприяє виникненню тріщин у топазі навколо твердого включення кварцу, оскільки коефіцієнти розширення мінералів значно відрізняються між собою (відповідно, 0,65 і 1,87 %). Це сприяє порушенню співвідношення фаз у площині флюїдного включення.

Явища епізодичного підвищення температури в процесі становлення пегматитів Волині добре відомі [101]. З іншого боку, падіння температури збільшує загальний об'єм порожнини включень завдяки присудненню тріщин відшарування на межі зерна кварцу з топазом, тому за підвищених температур можливе новоутворення дочірніх включень.

Складні включения CO_2 трапляються в периферійній частині одного з кристалів топазу і розташовані паралельно до його шарів наростання. Вони – первинні, оскільки утворилися в піраміді росту грані призми {011}. Співвідношення фаз: $G + L + L_1 = 85 + 10\text{--}14 + 5\text{--}1$. Включения об'ємні, трубчасті, правильної витягнутої форми при розмірах коло 1 мм. Температури часткової гомогенізації в газову фазу складають 19–22 °C. Серед летких компонентів переважає діоксид вуглецю – 96,8 об. %, метану дуже мало – 3,2 об. %.

Тут же вперше для камерних пегматитів [107] зустрінуто і досліджено первинні включения мінералоутворювальних флюїдів, родини яких

утворилися під час відштовхування, спільного росту і захоплення твердих ксеногенних частиночок кристалами топазу, що ростуть (рис. 6.12).

Тверді включення сформовані ромбоподібними або близької форми анізотропними кристаликами з відносно низькими кольорами інтерференції – у межах 1-го порядку та показниками заломлення нижчими, ніж у топазу (альбіт?). Характер їхнього розподілу засвідчує неоднократність потрапляння на поверхню кристала топазу. Розмір цих кристаликів не перевищує 45 мкм.

Над і під цими твердими включеннями наявні порожнини витягнутої трубчастої форми. Вони розташовані перпендикулярно до спайності топазу за видовженням кристалів. Їхні розміри за довжиною сягають 170 мкм.

Описані порожнини, що заповнені маточним розчином, ідентифіковані як один із типів первинних включень у топазі із зони вилуговування:

1. Складні включення діоксиду вуглецю, у яких водний розчин, рідкий CO_2 і газовий пухирець знаходяться у таких співвідношеннях: 60:20:20 та 25:35:40. У першому випадку їхня часткова гомогенізація відбувається в фазу рідкого діоксиду вуглецю, який надалі розчиняється у водному розчині солей; для другого випадку типова гомогенізація у газову фазу.

У первинних складних включеннях діоксиду вуглецю в піраміді росту {011} відбувається часткова і повна гомогенізація в газову фазу [108].

2. Істотно газові включення із вмістом газової фази 90–95 %.

Подібні сім'ї включень, що утворилися при відштовхуванні і захопленні твердих частиночок кристалами мінералу, що ростуть, описувалися В. Г. Фекличевим [145] у берилах Азії, М. М. Сливком [134] – турмалінах Уралу і Сибіру, К. Лхамсуреном [96] – топазах Монголії.

Вторинні рідинно-газові включення виповнюють тріщини. Їхні вакуолі об'ємні, співвідношення фаз постійне: $G + L = 70–60 + 30–40$, при розмірі до 0,15 мм. Гомогенізація в газову фазу відбувається при 395–400 °C. Заморожуванням доказано присутність водного розчину слабкої концентрації і діоксиду вуглецю. Зрідка ними перенаповнюються “прилиплі” включення, що виявлено при їхньому охолодженні.

Істотно газові включення сягають розміру 1 мм. Вони заліковують тріщини і є вторинні. Включення об'ємні, витягнутої довільної форми.

Цікаві й вторинні складні включення CO_2 . Упродовж тріщини у топазі їхній фазовий склад малозмінний і характеризується за температури $+18^\circ\text{C}$ перевагою газового пухирця ($\sim 80\%$). Кількості рідкого діоксиду вуглецю і водного розчину співмірні, хоча перша фаза переважає, тобто відповідно 12–10 і 10–8 % від об'єму вакуолі. Охолодженням до температури рідкого азоту у складі летких компонентів виявлено перевагу CO_2 . При зростанні температури утворюється газогідрат $\text{CO}_2 \cdot 5 \cdot 3/4 \text{H}_2\text{O}$, що має структурну формулу $8\text{CO}_2 \cdot 46\text{H}_2\text{O}$. Його повний розпад здійснюється при 10°C . В цей момент тиск CO_2 перевищує 45 МПа [103], що засвідчує високе насычення флюїдів діоксидом вуглецю. Часткова гомогенізація в газову фазу відбувається при $25,5\text{--}27^\circ\text{C}$, а повна залежно від тріщин – за температури 300, 280, 260 $^\circ\text{C}$.

Для останнього випадку за методикою [48] розраховано тиск, величина якого за цієї температури становила 26,5 МПа [107].

Отож, можна вважати, що у зоні вилугування чітко проявилася діяльність висококонцентрованих і збагачених діоксидом вуглецю розчинів. Це узгоджується з опублікованими матеріалами С. Такеноучі та Дж. К. Кеннеді [142], які дійшли висновку особливої ваги, інтерпретуючи свої експериментальні дослідження потрійної системи $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, проте, що магматичні еманації, які відокремлюються, спочатку можуть бути гомогенні, але якщо містять значну кількість солей, то надалі повинні розділитися на дві флюїдні фази: одну – багату H_2O та CO_2 – водно-діоксидвуглецеву, другу – H_2O і NaCl – водно-сольову. Періоди діяльності розчинів високої концентрації фіксуються сім'ями багатофазових включень, що містять легкорозчинні хлориди Na і K , а вуглевислотних – складними включеннями діоксиду вуглецю, де вміст CO_2 сягає 96,8 %. За інформацією [156] багатофазові включення описаного типу можуть утворитися лише, коли концентрації солей у вихідних розчинах вищі за 40 ваг. %. Такі агресивні

розвинуті [142] повинні сприяти росту швидкості метасоматичних заміщень калієвого польового шпату альбітом і топазом, що й спостерігається.

Виявлено експериментами [6, 7] та підтверджено спостереженнями на природних об'єктах [118], що дія гідротермальних розчинів на кварц-мікроклінові породи в одних випадках сприяє лише альбітизації мікрокліну, в інших –розчиненню і винесенню кварцу, а в третіх –розчиненню кварцу і альбітизації мікрокліну. Отож із врахуванням інформації про режим зміни кислотно-лужного потенціалу і температури в процесі кристалізації кварцу і топазу в занориших камерних пегматитів [71] та формування зони вилуговування істотно альбітового складу з топазом можна подати таким чином.

У 1-й лужний період післяінверсійної стадії флюїди мали високі значення pH [75], що сприяло вилуговуванню і винесенню кварцу з графіко-пегматоїдних порід. Із зменшенням pH і зниженням температури в недонасичених кремнеземом метасоматичних розчинах відбувалася інтенсивна альбітизація мікрокліну ще на початку 2-го кислотного періоду. Однак, при надходженні нових порцій флюїдів з вищими температурами у кислому середовищі кристалізувався топаз. Процеси альбітизації і топазизації близькі за часом, що засвідчують факти присутності топазу в альбіті (рис. 6.13, а), який не повністю замістив калієвий польовий шпат, і альбіту в топазі (рис. 6.13, б). Топаз в альбіті поширений у різноманітних напрямках, утворюючи прозорі, добре огранені кристали з чіткою спайністю.

Саме такий хід процесу альбітизації підтверджується експериментами, що відтворюють найтипівіші процеси при формуванні порожнин розчинення у гідротермальних утвореннях і кришталеносних пегматитах.

Згідно з науковою працею [12], заміщення калішпату альбітом відбувається в розчинах такого складу: 1м NaF+HF, 1м NaF+HCl, 1м NaCl+1м NaOH, 2м NaCl, 2м NaCl+1м NaOH зі змінним pH (від 13,2 до 5,3).

Експериментами [6, 7] підтверджено, що при дії на породи графіко-пегматоїдної структури 7 %-го розчину Na_2CO_3 , що забезпечує

нагромадження в системі CO_2 за рахунок гідролізу, за умов недонасичення кремнеземом вилуговувався кварц, а калієві польові шпати заміщувалися альбітом. Однак новоутворень топазу не зафіксовано, а в продуктах реакції разом з альбітом присутні аморфні утворення, егірин, содаліт, гідросодаліт [6] і рибекіт, океніт (кальцит), ксонотліт [12].

Кристалізація топазу у пегматитовому процесі можлива [65] лише за переваги фтору над лугами та за досить високої кислотності розчинів. Безпосередньо ж на місці калійового польового шпату, що руйнується, такі необхідні умови не завжди витримуються. Водночас новоутворення топазу підтверджують високу активність фтору, так само, як і кремне- і алюмофторидного комплексів. Процес топазизації проходить у збагачених діоксидом вуглецю метасоматичних розчинах, релікти яких зафіксовані його первинними складними включеннями.

6. 2. Флюїдні включення як індикатор процесів берилоутворення

За матеріалами М. П Єрмакова [54] у берилі первинні газово-рідкі включення гомогенізуються при температурі 310–438 °C, рідше – вище.

У берилі *заноришевих областей* [129] первинні включення утворюються не тільки у місцях заліковування дефектів росту, ймовірно, швами зростання блоків мінералів, а й в сингенетичній зоні росту, що обмежена двома паралельними площинами твердих присипок кварцу.

Перші серед них – це істотно газові і рідинно-газові включення з наповненням 0–30 %, круглої, трубчастої, волосоподібної форми при розмірі від 0,001 до 0,5 мм. Їхня гомогенізація відбувається у газову фазу при 390–415 °C. Другі – рівномірно розташовані у всій зоні росту і паралельні осі L6 (рис. 6.14). Вони мають трубчасту форму, розміри за видовженням обмежені площинами присипок (0,15 мм). Температура гомогенізації становить 373–415 °C.

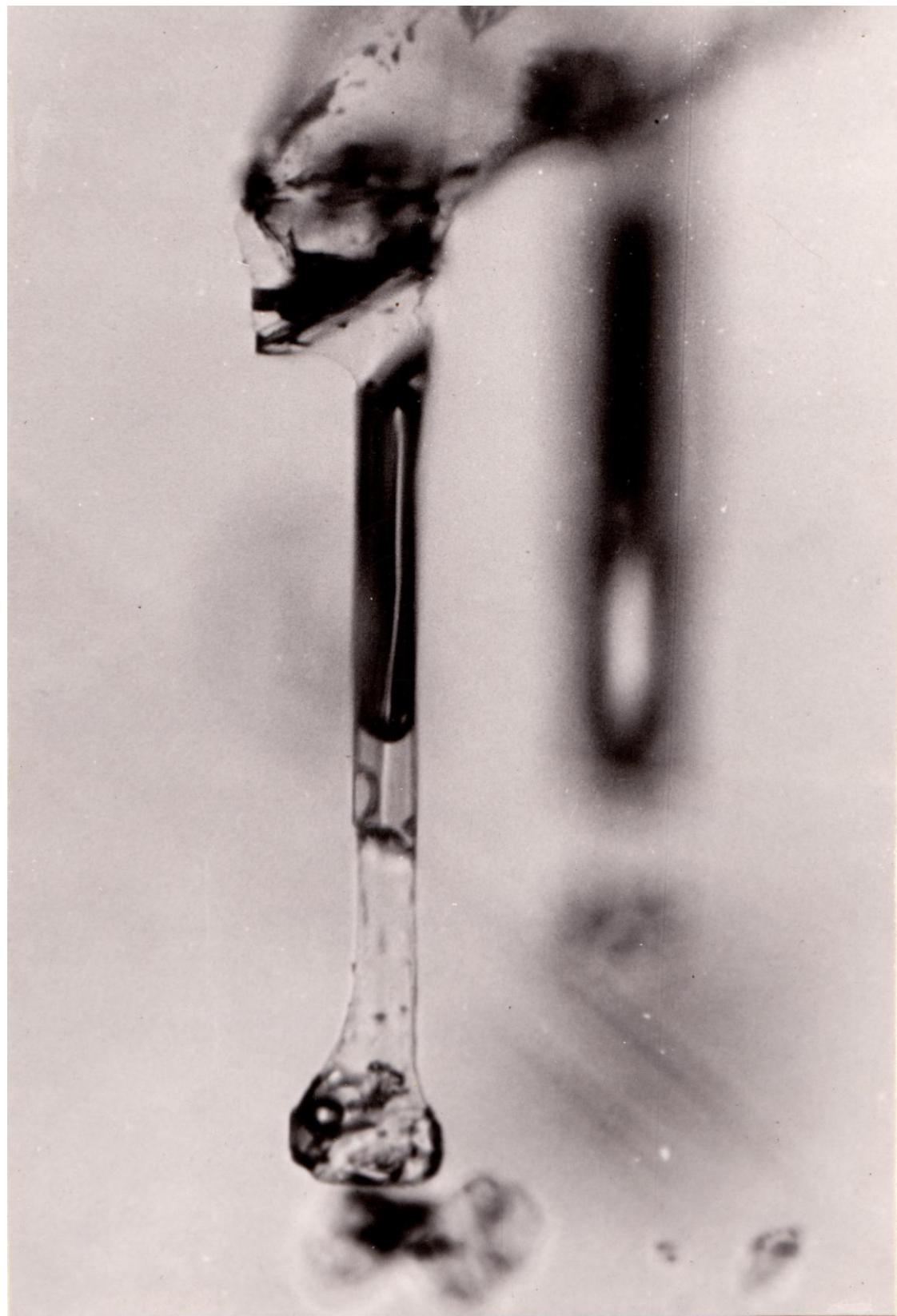


Рис. 6.14 Первинне включення зони “присипок” у берилі із заноришевої області [129]. Зб. 450х.

У первинних трубчастих включеннях зникнення останнього кристалика льоду після замерзання розчину зафіковано за температури від -2,0 до -3,5 °C, що відповідає сумарній концентрації солей порядку 5–7 ваг. % за NaCl-екв.

Вторинні істотно газові включення здебільшого мають форму, що наближається до від'ємних кристалів; вони об'ємні, розміром до 0,5 мм. Гомогенізуються в газову фазу при температурі 352–372 та 385–412 °C.

Фазовий склад складних включень діоксиду вуглецю відповідає формулі 80G + 15L + 3–5L₁. Температура часткової гомогенізації у газову фазу становить 22,7–24,0, а повної – 345–382 °C.

Багатофазові включення містять від 2 до 5 окремих мікрокристаликів. Серед мінералів-в'язнів за температурою розчинення чітко виділяються кристалики галіту і сильвіну, решта мінералів залишилися без змін до 450 °C.

Порівняно із заноришами, у берилі *метасоматично змінених порід* [130] первинні рідинно-газові включення з наповненням 30–40 %, трубчасті, розміром 0,053–0,5 мм, без зв'язку з залікованими тріщинами і паралельні до L₆. Гомогенізуються у газову фазу при 480–510 °C.

Серед вторинних включень в одній тріщині містяться різнонаповнені утворення від істотно газових до газово-рідких, що засвідчує заліковування тріщин в умовах гетерогенного стану мінералоутворюального середовища.

Часто трапляються складні включення CO₂ неправильної форми з фікованими явищами розшнурування. Їхній фазовий склад становить 75L + 20G + 5–10L₁, часткова гомогенізація відбувається при 27,8–29,2, а повна – 305–327 °C.

Багатофазові включення трапляються зрідка.

Для кристалів берилу у зонах *вилуговування* [109] типова зональність будови у розрізах перпендикулярних напрямку z, тобто осі 6-го порядку (L₆). Мікроскопічно це явище простежується в чергуванні смуг, що мають різне інтерференційне забарвлення паралельно до площин колишніх граней кристалів. Інколи ці грані фіксуються зонами присипок.

До первинних варто віднести системи істотно газових, що переважають, і газово-рідких включень, наповнення яких змінюється від 0 до 30 %. Вони рівномірно розсіяні у всьому об'єму кристалів. Включення правильної витягнутої форми у вигляді круглих трубчастих і волосоподібних вакуолей, розташованих за видовженням і паралельно до кристалографічної вісі L_6 . Розмір зазвичай до 70–120 мкм, відношення довжини до ширини становить майже 50. При нагріванні у термометричній камері ці включения гомогенізуються за температури коло 425 °С в газову фазу.

У зовнішніх зонах кристалу берилу трапляються поодинокі газово-рідкі включения, первинна природа яких не викликає сумніву. Вони розташовані перпендикулярно до граней гексагональної призми й вісі L_6 . Включення округлі, об'ємні, зі співвідношенням фаз $L + G = 80–85 – 20–15$ і розміром до 200 мкм. Температура їхньої гомогенізації в рідку фазу становить 275 °С.

До ранньовторинних віднесені сім'ї різнонаповнених включень з мінералами-в'язнями та мінералами-супутниками, виявлені у внутрішніх частинах кристалів. Площини залікованих ними тріщин обмежені зоною присипок що є початком формування зовнішніх зон кристалів.

Вторинні включения двофазові – це істотно газові, рідинно-газові, трифазові з рідким CO₂, а також багатофазові з анізотропними твердими фазами.

Нерідко у межах одної тріщини співіснують істотно газові включения, часто з анізотропними твердими фазами. В багатьох з них чітко виділяється фаза рідкого діоксиду вуглецю за співвідношення фаз: $G + L_1 + L = 90 + 5 – 7 + 3–5$. Включения об'ємні, правильної форми, розміром від 30–40 мкм до 0,6–0,7 мм. Газово-рідких включень тут не виявлено.

У вторинних істотно діоксидвуглецевих включениях простежується постійне співвідношення фаз $G + L_1 = 87–90 + 13–10$ і лише на стінках деяких серед них ледь помітно тонку плівку водного розчину. Вакуолі мають правильну форму негативного кристалу, витягнуті до ізометричних, об'ємні при розмірі до 220 мкм. Часткова гомогенізація в газову фазу відбувається

при 24–25 °C. Поряд знаходяться кілька складних включень CO_2 типу $\text{L} + \text{L}_1 + \text{G} = 60 + 35 + 5$ з температурою часткової гомогенізації при 19–20 °C, повної ж – не визначено (у фазу рідкого CO_2 і водного розчину, відповідно).

За матеріалами досліджень парагенезів з берилом його кристали пов’язані з альбітом ребристої будови і подрібненого калішпату, що заміщує альбіт у напрямку до занориша. Будову підзаноришевої області можна подати знизу вверх наступним чином [109]: альбіт ребристої будови без акцесорної мінералізації; альбіт ребристої будови з берилом у пустотах вилугування і тріщинах; зона альбітизованого калішпата з кристалами берилу серед глинистої маси; незмінена калішпатова зона.

Чітка зональність і зональність, що виявилася у дослідах з відтворення загальної схеми утворення берилу на фронті взаємодії $\text{Be}-\text{F}$ -вмісних розчинів з лужними польовими шпатами [14], останнє підтверджується не тільки експериментами, а й в природному процесі зони вилугування пегматитів де створювалися умови, що сприяли утворенню берилу на передньому фронті альбітизації калішпата при реакції з високотемпературними розчинами, що містили фтор-берилієві комплекси, які припливали в пегматити [78] з ще не розкристалізованого гранітного, тобто пегматитового розплаву. При вилугуванні і частковому гідролізі польових шpatів нагромаджується калій, збільшуочи лужність розчину, що підтверджується матеріалами аналізів водних витяжок і результатами вимірювання pH індивідуальних включень ($7,5\text{--}8,5\pm0,2$) [66, 65]. Виявлені спiввiдношення лугiв зокрема Na, K та фтору при формуванні берилів в занориших [65] такi ж як i зон вилугування. Близькі й середні концентрації солей становлять 7–10 %. У газовій фазі включень, на противагу заноришевим областям, переважає CH_4 – 70–75 об. % при пiдпорядкованих кiлькостях CO_2 – 25–30 об. % та повнiй вiдсутностi азоту.

Температурний інтервал берилотворення сягав 400–450 °C. Рист більшості кристалів розпочинався за умов зменшення густини флюїду [90, 89], що засвідчить присутність первинних включень з низьким наповненням.

За включеннями гетерогенного походження простежуються часті випадки кипіння флюїдів. Зростанню параметрів критичної точки розчинів берилоутворення та здатності до кипіння сприяло відчутне підвищення вмісту метану [140].

Порівняння типів включень засвідчує, що вони практично ідентичні для берилів із заноришів і метасоматично змінених порід та зон вилугування.

За матеріалами вимірювань pH включень флюїдне середовище періоду формування берилу було слабко лужним [66, 65].

Ріст кристалів берилу відбувався в умовах збагачення середовища хлоридами лужних металів і діоксидом вуглецю за температури 350–415 °C в заноришевій області, 480–510 – у метасоматично змінених породах та 400–450 – у зоні вилугування.

Визначений тиск за температури гомогенізації включень у межах 210–510 °C становить 15,2–55,8 МПа [47], що відповідає пізнішому гідростатичному тискові 40–60 МПа у системі пов’язаних пор.

6. 3. Загальні особливості процесів формування кондиційних кристалів коштовного каміння

6. 3. 1. Топаз і берил – мінерали-індикатори кислотно-лужних умов процесу мінералогенезу

Парагенези з топазом і берилом формувалися у післяінверсійну стадію пегматитового процесу за умов частково відкритої фізико-хімічної системи при зміні кислотно-лужного показника, агрегатного стану і складу розчинів, значного прояву процесів вилугування, перекристалізації і метасоматозу.

Упродовж всього періоду кристалізації топазу, берилу та супутніх їм мінералів флюїдне середовище було у стані динамічної рівноваги розчин–газ (кипіння), що досить часто наближалось до критичного. Інтенсивне кипіння сприяє [74], не тільки швидкому спаду тиску при прориві стінок порожнин

кристалізації на контакті пегматитів із вмісними породами, а й їхньому нерівномірному обігріву, що типово для вертикальних пегматитів, де виникав перепад температури. Це сприяло потраплянню твердих ксеногенних часточок у завислому стані на грані кристалів, що ростуть, і формуванню, відповідно, типових первинних включень [107, 109, 115].

Стосовно температурного інтервалу постмагматичного мінералогенезу, то найвищі температури гомогенізації до 580–590 °C в рідку фазу зафіковані для ранньовторинних багатофазових включень у топазі із зони вилуговування.

Виявлені у зонах росту основної маси кристалів топазу із заноришевих областей [34] первинні сингенетичні газово-рідкі (з мінералами-супутниками) і рідинно-газові ($L = 40\%$) включения (без твердих фаз) гомогенізуються (частково без розчинення мінералів-супутників) за температури 385–392 °C в рідку фазу та за температури 410–415 °C в газову фазу, відповідно. Сингенетичність включень і близькість їх температур гомогенізації у різні фази засвідчують гетерогенний субкритичний стан флюїдів. Отже, виміряні температури відповідають дійсним умовам кристалізації топазу або є близькими до них.

Подібні включения трапляються також у топазі із зони вилуговування. Ріст кристалів завершувався за температури майже 300 °C [34, 101, 108].

Температура гомогенізації включень у топазі з кварц-топазового грейзена в рідку фазу становить 345–370 °C [39].

Такими ж, тобто нижчими порівняно з центральною частиною поля, температурами можуть бути схарактеризовані топазотвірні флюїди пегматитових тіл периферії Володарськ-Волинського поля [85].

Формування кристалів акцесорного берилу у заноришевій області відбувалося за температури майже 400 °C і [129], при дещо вищій у зоні вилуговування [109] і в межах 500 °C – у метасоматично змінених породах [130].

Максимальні значення тиску можливо трохи перевищувало 70–80 МПа під час росту мікроскопічних кристалів топазу, пов’язаних з “стільниковими” включеннями у кварці. Основна ж маса мінералів формувалася за тисків, що інколи перевищували 30–40 МПа. У первинних складних включеннях CO_2 у кварці тиск в момент ізоляції становив 23–25 МПа [101]. У топазі вторинні включення з рідким CO_2 в момент гомогенізації при 295 і 260 °C формують внутрішній тиск, що сягає, відповідно, 32,5 [47] і 26,5 Мпа [107]. Подана інформація засвідчує загальне падіння тиску в процесі кристалізації.

Середовище топазотворення відзначається високим вмістом іонів Na^+ , Cl^- , F^- . На підставі хімічного складу мінералів-в’язнів багатофазових включень [70], загальна концентрація таких флюїдів, згідно розрахунків, сягала 58–60 ваг. % [67]. Проте високі концентрації флюїдів в топазах зафіковано не на всіх пегматитових тілах. Крім того, найбільш ранні включення, як і найпізніші, відзначаються нижчим вмістом сольових складових. За показниками заломлення світла розчинів двофазових включень у топазі із заноришевої області їхня концентрація становить 8–13 ваг. % [66]. Сумарна концентрація розчину лужногалоїдного складу первинних “прилиплих” включень у топазі із зони вилуговування за інформацією кріометрії сягала 10 ваг. % за NaCl -екв. [108].

У первинних включеннях кристалів берилу заноришевої області концентрація солей відповідає 5–7 ваг. % за NaCl -екв. [129]. На противагу топазу, для розчинів включень у кристалах берилу типовим є іон калію, тут також зменшується вміст фтору і він згідно [14] починає відігравати тільки роль катализатора процесу.

Відомо, що загалом для альбітизувальних розчинів типовий гідрокарбонатно-натрієвий склад, хоча в клевеландитах з’являється фтор-іон, з підвищеним вмістом якого пов’язують наявність топазової мінералізації. Про спорідненість процесів топазизації і альбітизації засвідчують також знахідки топазу в альбіті і альбіту, який не завжди повністю замістив калієвий польовий шпат, у топазі [107].

Значення pH розчинів включень у топазі показали виключно $< 7,0$, а, зазвичай коливаються, у межах 4,3–5,6 [70, 66, 85, 34]. Подібні величини, які можна поширити на кислотні зокрема другий період післяінверсійної стадії пегматитового процесу, виявлені [43] на підставі термодинамічних розрахунків для апогранітних грейзенів і альбітів, тобто, для мінеральної асоціації топаз+калішпат \pm мусковіт при $\text{pH} = 4\text{--}5,5$, температурі 300–400 °C та тиску 50–100 МПа.

У кристалохімічній структурі топазу наявні групи $[\text{SiO}_4]^{4-}$, майже 20 % аніонів фтору та 1–2 % гідрооксиду, що ізоморфно заміщують один одного. За [135], таке співвідношення додаткових аніонів суперечить звичайній формі вирівнювання сили основи і кислоти, як це, до прикладу, здійснюється в лепідоліті, флогопіті і мусковіті. Подібно до останнього, який містить слабку основу (Al^{3+}), в топазі варто очікувати присутності тільки групи OH^- , що послаблює аніонні властивості кремнекисневого радикалу. Однак тут фтор різко переважає, що засвідчує особливі умови генезису мінерала власне в середовищі з високою активністю фтору при відсутності сильних основ. Це можливо лише за умов високої кислотності мінералоутворюального флюїду.

Топаз є надійним індикатором підвищеної кислотності середовища мінералоутворення, існування якої, за матеріалами термодинамічних розрахунків і експериментальних досліджень рівноваги у системі $\text{NaF}-\text{AlF}_3-\text{SiF}_4-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_{23}\text{SiO}_2$ [81], підтверджує також наявність у включеннях топазу такого мінерала-в'язня як кріоліт [70].

Величини pH індивідуальних включень у берилі становлять $7,5\text{--}8,5 \pm 0,2$ [66, 65] що безпосередньо засвідчує ріст лужності розчинів завдяки накопиченню калію при альбітизації калішпату, що експериментально доведено [14].

Згідно [150] вкажемо, що топазотворення у заноришах відбувалося при різкій перевазі CO_2 у газовій фазі флюїду. Його вміст сягав у низці випадків 96–98 об. %. Включения в берилі і альбіті тут також мають метано-азотно-діоксидуглецевий склад. Високий вміст метану у зоні вилуговування і

перекристалізації, перевищує 35 об. % у топазі, 70 – берилі, 55 – альбіті (кlevеландиті), засвідчує функціонування флюїдів істотно діоксидвуглецевометанового складу.

Ізотопний склад вуглецю CO_2 флюїдних включень у топазі [105] підтверджує відносну збагаченість його легким ізотопом. При цьому відмінностей між топазами із заноришевої області і зони вилуговування не виявлено, що засвідчує формування топазової мінералізації на одному і тому ж етапі тобто 2-му кислотному післяінверсійної стадії пегматитового процесу коли змішуються діоксид вуглецю глибинних джерел і з леткими складовими гранітного розплаву.

Виявлена подібність ізотопного складу вуглецю CO_2 мінералоутворювальних розчинів у період кристалізації кварцу і топазу [115]. Це засвідчує які були умови виникнення мінеральних парагенезисів заноришів при вилуговуванні і перенесенні речовини з нижче розташованих мінералого-структурних зон пегматитових тіл.

Отже, топаз і берил формувалися шляхом вільної кристалізації в заноришевих областях [34, 101, 129], та при метасоматичних заміщеннях порід у зонах вилуговування [130, 108, 107], кварц-топазовому грейзені [39] чи пегматитах периферійних ділянок [85]. Чітке зіставлення сімей включень у мінералах із заноришевих областей і зон вилуговування засвідчує просторово-часовий зв'язок процесів формування цих мінералого-структурних зон, що, відповідно, може визначати генетичні і кристаломорфологічні особливості мінералів, до прикладу, топазу [173, 106].

Аналіз поданого матеріалу дає підставу стверджувати, що найраніші кристали топазу (топаз I) у пегматитах утворилися за температури майже 600°C 1-го кислотного періоду. Це підтверджується наявністю мікрокристаликів топазу у включениях із зовнішніх зон “стільникового” кварцу.

Формування основної маси мінералу (топаз II) відбувалося в 2-й кислотний період післяінверсійної стадії за температури дещо вищої від

400 °C, у процесі вільної кристалізації в занориших і при метасоматозі в зоні вилугувування.

Мікрокристали топазу (топаз III), виявлені в зонах регенерації моріону [101], формувалися за температури 180–200 °C, тобто в 3-му кислотному періоді.

Формування основної маси кристалів берилу відбувалося в 2-й лужний період за температури майже 400 °C у заноришевій області, дещо вище у зоні вилугувування і в межах 500 °C – в метасоматично змінених породах.

Накладений характер коштовнокам'яної мінералізації підтверджується фактами заміщення первинних польовошпатових утворень. Так, відомі описи псевдоморфоз топазу на пізньому мікрокліні [101], метакристалів топазу і його мікроскопічних виділень в альбіті та адуляроподібному калієвому шпаті, що утворилися внаслідок впливу кислих фторидних розчинів на первинний калієвий шпат [107]. Лужні періоди фіксуються частковим чи повним заміщенням топазу слюдистим або каолініт-монтморилоніт-гідрослюдистим агрегатом, нерідко із збереженням форми і огранення кристалів. Підвищення лужності при вилугувуванні і частковому гідролізі польових шпатів на передньому фронті їхньої альбітизації сприяло утворенню метасоматичного берилу [109].

У заноришевих областях камерних пегматитів виявлено таку послідовність зміни характеристик мінералоутворювальних розчинів [34, 101]: газово-рідкі розчини, що кипіли, з густиною, майже до критичною, → гетерогенні висококонцентровані розчини, яким відповідають багатофазові включення, → гетерогенні мінералоутворювальні розчини з перевагою діоксиду вуглецю В зоні вилугувування чіткіше проявилася діяльність висококонцентрованих і збагачених CO₂ і метаном флюїдів [150].

Берил і топаз є мінералами-антагоністами і не трапляються в одному пегматитовому тілі. Це можна пояснити, якщо розглянути геохімічну поведінку берилію. Він у розчинах переноситься у вигляді складних фтор-хлор-карбонат-берилатів лужних металів. За [65] головним лужним металом

у цих комплексах є К. При зростанні лужності насыщених берилієм розчинів відбудеться розпад берилієвих комплексів, внаслідок чого берилій за наявності алюмінію у більшій кількості, ніж це потрібно для утворення польових шпатів почне кристалізуватися у формі берилу. Якщо зростатиме кислотність середовища, то берилій перейде у стійкіший комплекс, а з розчину, якщо він містить багато фтору, виділятиметься топаз. Тоді берилій може деякий час знаходитися в розчині і за сприятливих умов мігрувати за межі пегматита або кристалізуватися у формі фенакіту, якщо мінералоутворювальний розчин не підвищить свою лужність [99].

Топаз і берил кристалізувалися у близькому інтервалі температури, але в різних зонах дії мінералоутворювальних флюїдів, а, отже, за протилежних значень pH розчинів, тобто режим їх кислотності-лужності визначався, насамперед, співвідношеннями CO₂, фтору і лугів. Берил стійкий за малих і середніх значень калію і фтору, однак з підвищенням потенціалу першого розкладається з утворенням фенакіту, евклазу, калішпату, другого – переходить у фенакіт, топаз і кварц, обох одночасно – заміщається фенакітом, топазом і калішпатом (рис. 6.15) [65]. Берил формується при пониженні кислотності розчину і зростанні ролі лугів у локальних ділянках мікрокліну, що руйнується. Разом з топазом із кислих розчинів при дуже високому потенціалі фтору порівняно з лугами кристалізуються протолітіоніт, колумбіт, ніобістий рутил (ільменорутил) [112], зелений флюорит, акцесорні фенакіт і флюоцерит, а також каолініт, сидерит, рутил.

Формування парагенезів з коштовним камінням – топазом і берилом та п'єзооптичної сировини згідно [150] тісно пов'язано з явищами вилугувування і перекристалізації, особливо з альбітизацією як наслідком натрієвого метасоматозу раніше сформованих кварц-калішпатових утворень [101, 148]. Оксид кремнію, що при цьому розчиняється і виносиється з графіко-пегматоїдних порід у нижніх частинах пегматитових тіл, сприяючи утворенню типових зон вилугувуваних, змінених і перероблених порід, тобто зон вилугувування [118, 108, 107, 112, 109], послугував, крім того, джерелом

для відкладання ювелірних відмін і технічно важливих кристалів кварцу у занориших [86]. Інтенсивна альбітизація синхронна за температурою з кристалізацією топазу, акцесорних берилу і фенакіту, зеленого флюориту-І та заликовуванням “стільникових” тріщин у кварці [148, 110].

Однозначно [110, 115], що мінералоутворювальні флюїди камерних пегматитів, особливо продуктивних на коштовне каміння – топаз і берил та п'єзооптичну сировину, за температури до 500 °C, що типово для післяінверсійної стадії, коли відсутній ізотопний обмін між CO_2 і CH_4 , були наслідком змішування флюїдів глибинного тобто підкорового походження і флюїдів гранітного розплаву.

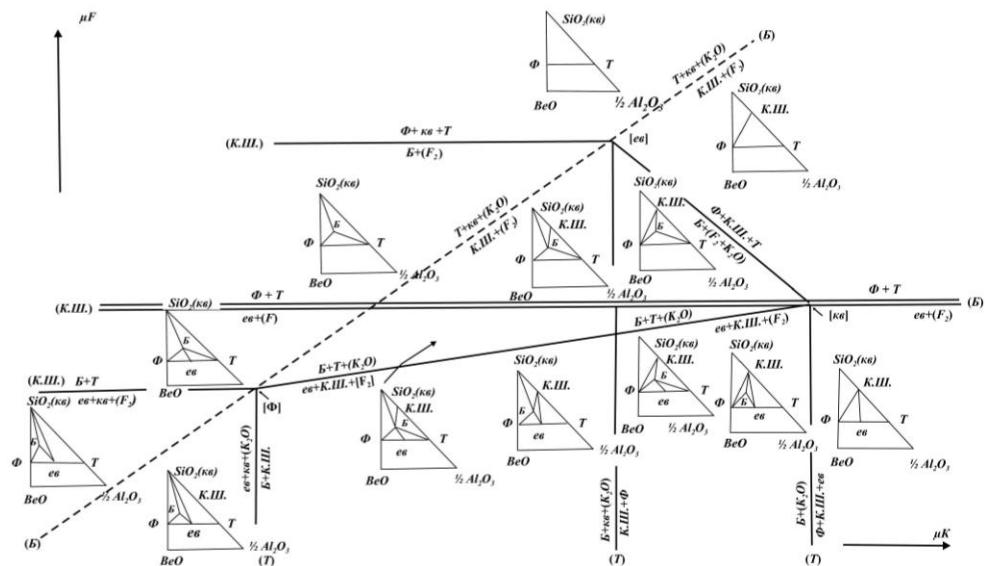


Рис. 6.15 Діаграма зміни парагенезисів берилієвих мінералів в залежності від хімічних потенціалів калію і фтору [65]

Отож, згідно з узагальненими результатами дослідження флюїдних включень високі температури, збагаченість мінералоутворювальних флюїдів фтором, лугами і діоксидом вуглецю, спокійні тектонічні умови в період між двома механічними порушеннями пегматитових тіл сприяли утворенню в камерних пегматитах кондиційних кристалів коштовного каміння – топазу та берилу. Власне чітко кристалографічно індивідуалізовані топаз і берил

виявилися надійними типоморфними мінералами-індикаторами кислотно-лужних умов мінералогенезу.

6. 3. 2. Залежність габітусу кристалів топазу від температури

Кристали топазу є цінним ювелірним та колекційним матеріалом що прикрашає музей не лише України, а й всього і світу, а для досліджень включень мінералоутвірного середовища необхідно, більше або менше, пошкодити сам багатогранник, останнє унеможливлює детальне дослідження впливу умов утворення на кристаломорфологію окремих індивідів.

Незважаючи на те, що гоніометричні дослідження і вивчення включень на одному і тому самому зразку не здійснювалися, опосередковано можна дійти певних висновків щодо залежності габітусу кристалів топазу від температури.

Як вже зазначалося, кристаломорфологія багатогранників топазу ільменського типу складніша, ніж індивідів адун-чілонського типу. Кристали пізньої генерації, що утворилися при температурах 180–200 °C [101], характеризуються найбіднішим ограненням.

За матеріалами М. М. Івантишина [62] багатогранники ільменського типу утворилися при вищих температурах ніж кристали коростенського, тобто адун-чілонського типу. Отже, можна вважати доказаним факт збіднення габітусу топазу із падінням температури (рис. 6.16). Це добре узгоджується з інформацією [8] про те, що при вирощуванні штучних топазів максимальні швидкості росту простежуються в напрямку [001]. Як відомо [160] грані, які ростуть з максимальною швидкістю, проявляються на перших стадіях росту кристалів і з часом зникають.

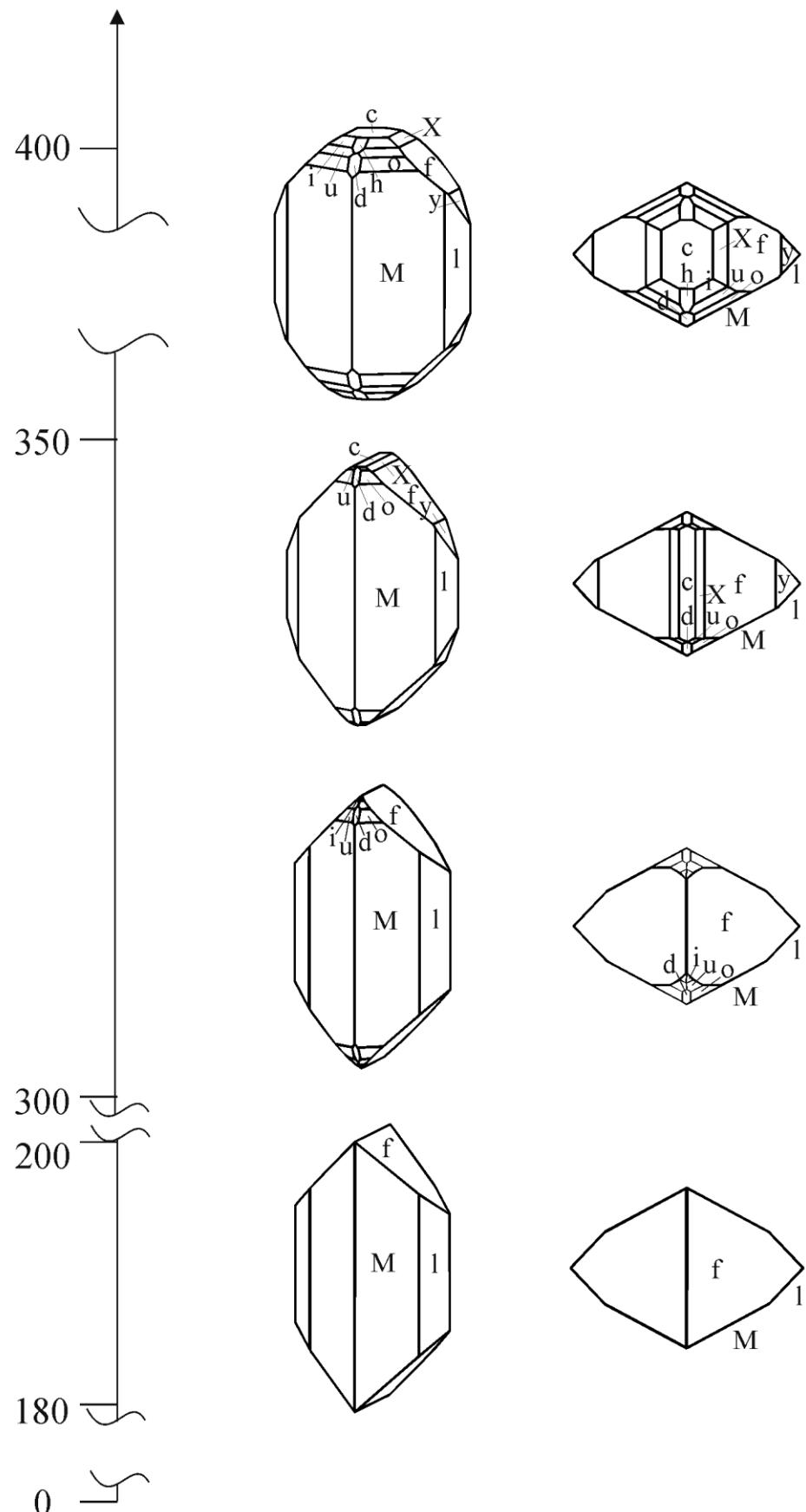


Рис. 6.16 Залежність габітусу кристалів топазу від температури

Основні закономірності впливу температури утворення на кристаломорфологію топазу такі:

1. Рідкісні прості форми простежуються, зазвичай, на багатогранниках, що утворилися при високих температурах.

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 $o\{111\}$, $u\{112\}$, $c\{001\}$ та $b\{010\}$ з пониженням температури зменшується.

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

4. Низьку частоту прояву пінакоїда $b\{010\}$ неможливо пояснити ні спираючись на структурні чинники, ні на вплив температури.

5. Загальна тенденція процесу – це поступове збіднення габітусу і збільшення відсотків індивідів адун-чілонського типу.

6. 3. 3. Залежність габітусу кристалів берилу від температури

Враховуючи, що в зонах вилугування берилу утворюється при дещо вищих температурах, ніж у занориших, можна дійти висновку, що з падінням температури габітус кристалів берилу збіднюється. У зв'язку з невеликою кількістю придатних для гоніометричних досліджень багатогранників берилу, можна зробити лише два припущення щодо впливу температури на кристаломорфологію берилу:

1. Дигексагональна дипіраміда $\{21\bar{3}1\}$ зникає з падінням температури.

2. Морфологічна важливість гексагональної дипіраміди $\{10\bar{1}1\}$ з пониженням температури зростає, але все одно вона поступається дипіраміді $\{11\bar{2}1\}$ частотою прояву та величиною розвитку.

6. 4. Висновки

Термодинамічні умови утворення топазу у камерних пегматитах вивчалися багатьма дослідниками. Г.Г. Леммлейн та ін. [95] на підставі вивчення твердих і багатофазових включень допускають, що топаз утворився магматичним шляхом при температурі приблизно 700 °C. Інформація подана в [32, 34, 101] не підтверджуює цю думку.

Аналіз результатів дослідження флюїдних включень не тільки поданих у численних літературних матеріалах, а й отриманих особисто нами дали змогу переконливо з'ясувати наступне.

Найраніші кристали топазу (топаз I) в пегматитах утворилися за температури біля 600 °C 1-го кислотного періоду. Це засвідчує знаходження мікрокристаликів топазу у включеннях із зовнішніх зон “стільникового” кварцу. Основна маса топазу утворилася з надкритичних розчинів у 2-й кислотний період після інверсійної стадії пегматитового процесу при температурах дещо вищих за 400 °C шляхом вільної кристалізації в занориших і при метасоматозі у зонах вилуговування. Величина pH розчинів включень у топазі зазвичай коливається у межах 4,3–5,6. Кристали топазу із зон вилуговування не є новою генерацією, вони утворилися тодіж, тобто в 2-й кислотний період, що і топаз у занориших. У метасоматично змінених породах топаз пізньої генерації тобто топаз III кристалізувався з низькотемпературних розчинів із значенням 180–200 °C у 3-й кислотний період разом з пізніми берtrandитом, фенакітом, альбітом тощо.

Топаз – надійний індикатор підвищеної кислотності середовища мінералогенезу.

Нами у кристалах топазу із занориша пегматитового тіла, розкритого шахтою № 2 виявлені включения рідинно-газові, істотно газові і з твердими фазами. У зовнішній регенерованій зоні кристалів виявлені включения з CO₂, серед яких двофазові гомогенізуються при 24,5 °C в газову фазу. В цій зоні поширені тверді включения частково розчинених кристаликів, які подібні до

газово-розплавних включень. При їхньому нагріванні до 800 °C жодних фазових змін не виявлено, тому їх не можна вважати розплавними.

Отримані нами результати підтверджують висновок Г.М. Гігашвілі [101] про ксеногенне, тобто випадкове, походження газово-твердих включень такого типу. Їх нагрівання і плавлення у високотемпературній камері може бути доведено до 1000–1200 °C, що супроводжується доброю гомогенізацією в рідку чи газову фази.

Берил кристалізувався за температур близьких до утворення топазу, проте при інших значеннях pH. Формування берилу в заноришевій області відбувалося за температури майже 400 °C. В зонах вилуговування температура кристалізації берилу дещо вища, а в метасоматично змінених породах – в межах 500 °C. Флюїдне середовище періоду формування основної маси берилу було слабко лужним.

Основна маса топазу і берилу утворилася за тисків, що не часто перевищували 30–40 МПа.

У заноришевих областях камерних пегматитів виявлено таку послідовність зміни особливостей мінералоутворювальних розчинів: газово-рідкі розчини, що кипіли, з густиноро, близькою до критичної, → гетерогенні висококонцентровані розчини, яким відповідають багатофазові включення, → гетерогенні мінералоутворювальні розчини з перевагою діоксиду вуглецю В зоні вилуговування чіткіше простежується діяльність висококонцентрованих і збагачених CO₂ і метаном флюїдів.

У процесі кристалізації з падінням температури огранення не тільки топазу, а й берилу збіднюються. Для топазу це фіксується в зменшенні кількості простих форм що формують головки кристалів. Частота прояву та відносний розвиток простих форм с {001}, d {101}, u {021}, X {023}, o {111}, u {112} спадає, інколи, до повного зникнення. На кристалах берилу дигексагональна дипіраміда {21 $\bar{3}$ 1} формується тільки при високих температурах.

ВИСНОВКИ

У дисертації вирішено актуальне наукове завдання з дослідження кристаломорфології та генезису топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського plutону як важливих типоморфних мінералів, надійних індикаторів кислотності-лужності флюїдного середовища кристалізації мінералів на післяінверсійній стадії пегматитового процесу.

До найвагоміших результатів роботи належать:

1. На підставі гоніометричних досліджень понад 90 кристалів топазу з різних мінералого-структурних зон пегматитових тіл підтверджено багату кристаломорфологію мінералу. Виявлено наступні прості форми: M {110}, l {120}, m {230}, g {130}, λ {470}, U {160}, {410}, a {100}, b {010} – у вертикальному поясі; c {001}, f {011}, y {021}, X {023}, β {012}, d {101}, h {103}, Q {201}, o {111}, u {112}, i {113}, f {225}, ε {114}, r {121}, τ {131}, γ {232}, χ {123} – на головках, зокрема дипіраміди ε {114}, τ {131}, γ {232}, χ {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 c {001}, інші форми менш важливі; у зоні [110] виявлено п'ять дипірамід, серед яких найважливішими є o {111} та u {112}, сюди також належать призма M {110} і пінакоїд c {001}.

Порівняння багатогранників топазу з різних мінералого-структурних зон пегматитів Коростенського plutона 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}, c {001}, y {021}, d {101}, X {023}. Кристали із зон вилугування невеликі за розмірами до перших сантиметрів і їхнє огранення простіше. Так на головках важливою є лише призма f {011}, а дипіраміди o {111} та u {112}, хоч і трапляються частіше, ніж у заноришах, проте мають менші

розміри, пінакоїд с {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 мінералого-структурної зони домінують призми M {110} та l {120}, інші форми – другорядні.

2. За матеріалами вперше виконаного статистичного опрацювання результатів гоніометричних досліджень топазу з'ясовано, що загальна частота прояви простої форми, практично, співпадає з морфологічною важливістю граней, що враховує не лише загальну частоту прояви, а й комбінаційну стійкість і відносний розвиток граней. Винятком є дипіраміди o {111} та u {112}: при майже однаковій частоті прояви 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 прояви практично всіх простих форм на великих кристалах вища. 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 виділити окремо, пропонується п'ять типів кристалів топазу.

3. Вперше здійснено аналіз кристалічної структури топазу з метою пояснення морфології його індивідів. 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 ковзаючого відбиття, морфологічна важливість виявлених нами граней на головках топазів матиме наступний вигляд: f {011} – c {001} – o {111} – r {121} – u {112} – τ {131} – i {113} – χ {123} – d {101} – y {021} – β {012} – ε {114} – γ {232} – f {225} – h {103} – X {023} – Q {201}.

Найвищий рівень симетрії грані топазу у таких форм: а {100}, б {010}, с {001}, f {011} та призм {hk0}. РВС-вектори найважливішого типу в структурі топазу відсутні, тому виділення істинних F-граней так чи інакше суб'єктивне. Найважливіший напрямок в структурі топазу – [001], що підтверджується добре розвиненими гранями поясу [001]. Загалом до істинних F-граней можна віднести б {010}, с {001}, f {011} і, певною мірою, о {111}, оскільки вищезгадані пінакоїди та призма не утворюють замкнутої форми.

Отже, найважливішими формами на кристалах топазу згідно з законом Доннея–Харкера, РВС-векторів та симетрії грані за І.І. Шафрановським є: f {011}, б {010}, М {110}, 1 {120}, d {101}, о {111}, с {001}, у {021}. Всі вони, за винятком б {010}, добре простежуються на топазах Волині.

4. Уперше доведено, що у процесі кристалізації зі спадом температури морфологія багатогранників топазу збіднюється. Прості форми М {110}, 1 {120}, f {011} є габітусними практично на всіх кристалах. Морфологічна важливість с {001}, у {021}, d {101}, о {111}, и {112} зменшується з падінням температури. Рідкісні прості форми трапляються зазвичай на кристалах топазу, утворених за високої, тобто понад 400 °C, температури.

5. Уперше показано вплив, як загалом простішої кристаломорфології берилу, так і значного прояву процесів розчинення, на розвиток на його кристалах значно меншої кількості простих форм порівняно з топазом. Морфологічні типи кристалів берилу класифікують власне за розчиненими індивідами. На багатогранниках берилу виявлені такі прості форми: пінакоїд {0001}, гексагональні призми {10 $\bar{1}$ 0} і {11 $\bar{2}$ 0}, гексагональні дипіраміди {10 $\bar{1}$ 1} та {11 $\bar{2}$ 1} і дигексагональна дипіраміда {21 $\bar{3}$ 1}. На противагу топазу, морфологія індивідів берилу із зон вилугувування дещо багатша, ніж із заноришів. Дигексагональну дипіраміду {21 $\bar{3}$ 1} ідентифіковано лише на індивідах із зон вилугувування, а інші прості форми зафіксовано не лише в заноришиах, а й в зонах вилугувування. Крім наявності дипіраміди {21 $\bar{3}$ 1},

багатогранники із зон вилуговування відрізняються домінуванням призми $\{11\bar{2}0\}$ над $\{10\bar{1}0\}$.

6. Уперше виконаний аналіз структури берилу показав, що, виходячи з визначеної ретикулярної густини із врахуванням гвинтових осей та площин ковзаючого відбиття, найважливішими формами на кристалах берилу повинні бути $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}0\}$ і $\{0001\}$. Найвища симетрія грані (6) для просторової групи, до якої належить берил, у пінакоїда $\{0001\}$, а потім у призм $\{10\bar{1}0\}$ і $\{11\bar{2}0\}$. Істинними F-гранями берилу є лише пінакоїд $\{0001\}$ і призма $\{10\bar{1}0\}$. Комплексний структурний підхід визначає морфологічну важливість простих форм $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, а потім $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}1\}$.

7. З падінням температури кристаломорфологія берилу збіднюється, дигексагональна дипіраміда $\{21\bar{3}1\}$ зникає, а важливість гексагональної дипіраміди $\{10\bar{1}1\}$ зростає, хоча і при низьких температурах вона поступається частотою прояву і відносним розвитком $\{11\bar{2}1\}$.

8. Порівнянням морфології кристалів топазу і берилу вперше виявлено, що для топазу і берилу типовий призматичний габітус, однак морфологія топазу багатша, на його індивідах виявлено значно більше простих форм. На кристалах топазу більше простих форм зафіксовано на індивідах із заноришів, на кристалах берилу – із зон вилуговування; великі багатогранники топазу відзначаються багатшою морфологією, а берилу – біднішою. Фігури розчинення на багатогранниках топазу не перешкоджають індексації простих форм, розчинення берилу часто робить неможливим гоніометричні дослідження. З падінням температури морфологія багатогранників не лише топазу, а й берилу збіднюється.

Відмінності кристаломорфології топазу і берилу камерних пегматитів Коростенського плутону добре корелюються з особливостями генезису мінералів: топаз формувався в кислотні періоди мінералогенезу, а берил – у лужні з мінералоутворювальних флюїдів, різко відмінні значення pH яких визначалися, насамперед, співвідношенням CO_2 , фтору і лугів флюїдного середовища формування мінеральних парагенезів з коштовним камінням.

ЛІТЕРАТУРА

1. Абрамович Ю. М. Матеріали до геохімії рідких елементів гранітних пегматитів Волині / Ю.М. Абрамович // Геол. журнал АН УРСР. – 1936. – Т. III, вип. 2. – С. 36–52.
2. Амбургер В. П. До петрографії кристалічних порід району топазових родовищ Волині / В.П. Амбургер // Геол. журнал АН УРСР. – 1934. – Т. 1, вип. 2. – С. 65–94.
3. Андреев В. Н. Некоторые опыты по искусственной окраске волынских топазов / В. Н. Андреев // Труды Ломоносовск. ин–та. – 1935. – вып. 6. – С. 67–72.
4. Аншелес О. М. Определение относительной ретикулярной плотности граней кристаллов / О. М. Аншелес // Тр. Лен. общ. естествоиспыт. – 1924. – № 39. – С. 135–192.
5. Бакуменко И. Т. Закономерные кварц–полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис / И. Т. Бакуменко. – М. : Наука, 1966. – 172 с.
6. Балицкий В. С. Изменение гранитов и пегматитов под воздействием кремнеземсодержащих растворов при повышенном давлении / В. С. Балицкий // Докл. АН СССР. – 1966. – Т. 171, № 5. – С. 1175–1178.
7. Балицкий В. С. Экспериментальное изучение одновременных процессов оклополостного метасоматоза и роста кристаллов кварца / В. С. Балицкий // Синтез и экспериментальные исследования. Геология месторождений пьезоэлектрического сырья. – М. : Недра, 1970. – С. 24–32 (Труды ВНИИСИМСа, том XIII).
8. Балицкий С. Д. Выращивание, структурно–морфологические характеристики и основные свойства монокристаллов топаза и ассоциирующих с ним слюд: автореф. дисс. на соискание ученой

- степени канд. геол.-минерал. наук: спец. 25.00.05 "Минералогия, кристаллография" / С. Д. Балицкий – М. – 2008. – 23 с.
9. Барабанов В. Ф. Флюорит из Букукинского вольфрамитового месторождения / В. Ф. Барабанов // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва. – 1959. – Ч. 88, вып. 2. – С. 15–23.
 10. Бартошинский З. В. Аксессорный берилл из из камерных пегматитов Волыни / З. В. Бартошинский, О. И. Матковский, Б. И. Сребродольский / Минерал. сб. Львовск. ун-та. – 1969. – № 23, вып. 4. – С. 18–26.
 11. Безбородько Н. И. Главные типы месторождений полевых шпатов на Волыни / Н. И. Безбородько // Материалы совещания по полевым шпатам. Изд. Геол. Комитета. – 1928. – С. 21–29.
 12. Берзина А. П. Экспериментальное изучение влияния анионов на гидротермальное изменение калишпата / А.П. Берзина, В.И. Сотников, Д. К. Архипенко // Геохимия. – 1972. – № 6. – С. 686–692.
 13. Бетехтин А. Г. Курс минералогии / А. Г. Бетехтин. – М.: КДУ, 2007. – 720 с.
 14. Беус А. А. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования / А. А. Беус, Ю. П. Диков. – М. : Недра, 1967. – 160 с.
 15. Бокий Г. Б. Рентгеноструктурный анализ / [Г. Б. Бокий, М. А. Порай–Кошиц]. – М. Изд–во Моск. Ун–та. – 1964. – Т. – 1. – 500 с.
 16. Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово–жидких включений в минералах методом криометрии / А. С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.
 17. Брэгг У. Л. Кристаллическая структура минералов / [У. Л. Брэгг, Г. Ф. Кларингбулл]. – М. : Мир. – 1967. – 390 с.
 18. Буланов В. А. Решение кристаллографических задач с помощью стереографических проекций / В. А. Буланов, М. А. Юденко. – Иркутск, 2006. – 176 с.

19. Булах А. Г. Графика кристаллов / А. Г. Булах. – М. : Недра. – 1971. – 112 с.
20. Бурьянова Е. З. Минералогия гранитных пегматитов Коростенского plutона на Волыни и исследование железистых биотитов / Е. З. Бурьянова // Зап. Всесоюз. Минерал. об–ва. – 1940. – Ч. 69, вып. 4. – С. 519–539.
21. Бухарев В.П. Геологическое строение и некоторые вопросы металлогении юго–западной части Коростенского plutона: автореф. дисс. канд. геол.–мин. наук. – Киев, 1969. – 23 с.
22. Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их структурно–парагенетические типы / К. А. Власов. // Изв. АН ССР, сер. геол. – 1961. – №1. – С. 8–29.
23. Вовк А. П. Связь ПЦС–векторов с кристалломорфологией берилла из камерных пегматитов Волыни (Украина) / А. П. Вовк, И. М. Наумко // Зап. Росс. минерал. об–ва. – 2014. – Ч. CXLIII. – № 4. – С. 102–109.
24. Вовк О. Вплив РВС–векторів на кристаломорфологію берилу з камерних пегматитів Волині / О. Вовк, І. Наумко // Мінералогія : сьогодення і майбуття : Матеріали восьмих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (присвячено 150–річчю заснування кафедри мінералогії у Львівському університеті) (Львів–Чинадієве, 11–14 вересня 2014 р.). – Львів, 2014. – С. 26–28.
25. Вовк О. Зв’язок кристалічної структури з особливостями морфології топазу з камерних пегматитів Волині / О. Вовк, І. Наумко // Мін. зб. ЛНУ. – 2013. – № 63. – вип. 1. – С. 52–59.
26. Вовк О. Кристаломорфологія берилу з камерних пегматитів Волині / О. Вовк, І. Наумко // Мін. зб. ЛНУ. – 2013. – № 63. – вип. 2. – С. 82–89.

27. Вовк О. Кристаломорфологія топазу з камерних (заноришевих) пегматитів Волині / О. Вовк, І. Наумко // Мін. зб. ЛНУ. – 2005. – № 55. – вип. 1–2. – С. 79–89.
28. Вовк О. П. Ланцюги сильного зв'язку і форма кристалів топазу. / О. П. Вовк // Матеріали молодіжної наукової конференції «Наука про Землю – 2001». Тези доп. наук. наради (Львів, 19–21 жовтня 2001 р.). – Львів, 2001. – С. 11–12.
29. Вовк О.П. Морфологія топазу у зв'язку з його кристалічною структурою / О. П. Вовк // Матеріали наукової конференції присвяченої 90-річчю від дня народження академіка В. С. Соболєва. Тези доп. наук. наради (Львів, 8–10 червня 1998 р.). Львів. 1998. – С. 50–51.
30. Вовк О. П. Особливості кристаломорфології топазу із камерних пегматитів Волині (за даними статистичних методів) / О. П. Вовк, І. М. Наумко // Мінерал. журн. 2014. – Том 36. – Вип. 1. – С. 26–33.
31. Вовк П. К. Кристалломорфология и генетические особенности полевых шпатов камерных пегматитов: автореф. на соиск. науч. степ. канд. геол.–мин. наук: спец. 04.127. "Петрография литология и минералогия" / П. К. Вовк. – Киев, 1971. – 28 с.
32. Возняк Д. К. К условиям образования топаза и сингенетических ему минералов в пегматитах Волыни / Д.К. Возняк // Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. – М. – 1968 – С. 48–49.
33. Возняк Д. К. Мікроключення та реконструкція умов ендогенного мінералоутворення / Д. К. Возняк. – Київ : Наук. Думка. – 2007 – 280 с.
34. Возняк Д. К. Физико-химическая характеристика минералообразующих растворов периода формирования занорышей пегматитов Волыни : автореф. дис. на соиск. науч. степ. канд. геол.-

- мин. наук : спец. 04.127 "Петрография, литология и минералогия" / Возняк Д. К. – Киев, 1971. – 26 с.
35. Возняк Д. К. Фізико–хімічні умови формування та особливості локалізації заноришевих пегматитів Волині (Український щит) / Д. К. Возняк, В. І. Павлишин // Мінерал. журн. – 2008. – Т. 30, № 1. – С. 5–20.
36. Гаврусевич Б. А. К минерологии и геохимии пегматитов Волыни / Б. А. Гаврусевич // Труды минерал. музея АН СССР. – 1930. – Т. 1V. – С. 36–44.
37. Гаврусевич Б. А. О геохимико–генетических типах пегматитов Правобережной Украины / Б. А. Гаврусевич // Труды Ломоносовск. ин–та АН СССР. – 1933. – вып. 2. – С. 41–50.
38. Гаврусевич Б.А. К минерологии топазовых пегматитов Украины / Б. А. Гаврусевич // ДАН СССР. – 1932. – сер. А. – С. 21–29.
39. Гигашвили Г. М. Процессы окварцевания в пегматитах Волыни и особенности геохимии минералообразующих растворов (по жидким включениям в минералах) : автореф. дис. на соиск. науч. степ. канд. геол.-мин. наук : спец. 04.127 "Петрография литология и минералогия" / Гигашвили Г. М. – Львов, 1970. – 22 с.
40. Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса / А. И. Гинзбург // Минералогия и генезис пегматитов. Доклады советских геологов на 21–й сессии МГК, Изд–во АН СССР. – 1960. – С. 5–16.
41. Гинзбург А. И. Методы минералогических исследований. Справочник / А. И. Гинзбург. – М.: Недра, 1985. – 476 с.
42. Гинзбург А. И. О глубинах образования гранитных пегматитов / А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов // Геология рудных месторождений. – 1960. – № 1. – С. 45–54.

43. Говоров И. Н. Термодинамика ионно–минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений / И. Н. Говоров. – М. : Наука. – 1967. – 240 с.
44. Грум–Гржимайло С. В. Кривые спектрального поглощения бериллов и топазов различных окрасок / С. В. Грум–Гржимайло, Л. А. Певнева // Труды Ин–та кристаллографии АН СССР. – М. – 1956. – Вып. 12. – С. 47–54.
45. Денисевич А. А. Про брекчію в пегматитових тілах Волині та мозаїку граней кристалів моріону / А. А. Денисевич // Геол. журнал АН УРСР. – 1960. – Т. XX, вып. 5. – С. 54-61.
46. Дир И. А. Породообразующие минералы / [И. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман] // М. : Мир. – 1965. – Т.1. – 372 с.
47. Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма // Ю.А. Долгов / Проблемы петрологии и генетической минералогии. М. : Наука. – 1970. – Т. 2. – С. 272–281.
48. Долгов Ю. А. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии / Ю. А. Долгов, Л. Ш. Базаров, И. Т. Бакуменко // Минералогическая термометрия и барометрия. – М. : Наука. – 1968. – Т. 2. – С. 9–17.
49. Долгов Ю. А. Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов : Автореф. дисс. ... д–ра геол.–минерал. наук. – М., 1968. – 64 с.
50. Дудок І. В. Особливості кристаломорфології “мармарошських діамантів” з Словацьких Карпат / І. В. Дудок, О. П. Вовк, С. Каролі // Мін. зб. ЛНУ. – 2002. – № 52. – Вип. 2. – С. 96–101.
51. Дэна Дж. Д. Система минералогии.– Т. 3. Минералы кремнезема. / [Дж. Д. Дэна, Э.С. Дэна, К. Фрондель] – М. : Мир. – 1966. – 430 с.
52. Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология / Н.З. Евзикова. – М. : Недра. – 1984. – 143 с.

53. Евзикова Н. З. Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов / Н. З. Евзикова // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва. – 1965. – Т. 94, вып. 2. – С. 41-48.
54. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов / Н. П. Ермаков. – Харьков: Изд-во Харьковск. ун-та, 1950. – 460 с.
55. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни / Н. П. Ермаков // труды ВНИИП. – 1957. – Т. 1, вып. 1. – С. 51-59.
56. Ермаков Н. П. Термобарогеохимия / Н.П. Ермаков, Ю. А. Долгов – М. : Недра. – 1979. – 271 с.
57. Єрьоменко Г. К. Дислокаційна структура волинських топазів / Г. К. Єрьоменко // ДАН УРСР. – 1970, 4. – С. 33-39.
58. Иванов Л. Л. К минералогии Волыни (микроклин, ортоклаз, топаз, ортит и др. минералы) / Л. Л. Иванов // Труды Волынск. геол. партии. Житомир. – 1933. – С. 58–73.
59. Иванов Л. Л. К минералогии Волыни, 1. Топаз, гизингирит, гетит, графит / Л.Л. Иванов // Труды о-ва иссл. Волыни. – 1911. – Т.VI. – С. 72-82.
60. Иванов Л. Л. К минералогии топазовых месторождений Волыни / Л.Л. Иванов // Изв. АН СССР. – 1933а. – сер. VII, № 3. – С. 22-37.
61. Иванов Л. Л. К минералогии топазовых месторождений Волыни / Л. Л. Иванов // Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР. –1936. – вып. 7. –С. 31-42.
62. Івантишин М. М. Топази в коростенських пегматитах / М. М. Івантишин // Геол.журнал АН УРСР. – 1955. – т. 15, вип.4. – С. 58–73.
63. Йогансен И. В. Искажение облика кристаллов топаза / И. В. Йогансен // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва. – 1949. – ч. 78, 4. – С. 51–62.

64. Закон України "Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року" // Відомості Верховної Ради України (ВВР), 2011, N 44, ст.457 (із змінами, внесеними згідно із Законом N 4731–VI (4731–17) від 17.05.2012, ВВР, 2013, N 15, ст.98). – Режим доступу : <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/3268-17>.
65. Калюжная К. М. К парагенезису акцессорного берилла, фенакита и эвклаза в топазо–морионовых пегматитах / К. М. Калюжная, В. А. Калюжный // Минерал. сб. Львовск. геол. о–ва – 1963. – № 17. – С. 136–147.
66. Калюжний В. А. Методи вивчення багатофазових включень у мінералах / В. А. Калюжний. – Київ : Вид–во АН УРСР. – 1960. – 168 с.
67. Калюжный В. А. Генезис топаза в пегматитах занорышевого типа Украины / В. А. Калюжный, И. М. Наумко // Морфология и фазовые равновесия минералов. – София : Изд–во Болгарской Академии наук. – 1986. – С. 395–401.
68. Калюжный В. А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах // Материалы комиссии минералогии и геохимии. – Львов: Изд–во Львов. ун–та. – 1961. – № 1. – С. 159–179.
69. Калюжный В. А. К изучению состава минералов–"узников" многофазовых включений / В.А. Калюжный // Минерал. сб. Львов. геол. об–ва. – 1958. – № 12. – С. 116–128.
70. Калюжный В. А. К результатам определения pH растворов жидкых включений / В. А. Калюжний // Геохимия. – 1957. – № 1. – С. 77–79.
71. Калюжный В. А. Кислотно–щелочные периоды минералообразования и парагенезисы минералов пегматитов занорышевого типа Украины (по данным изучения флюидных

- включений) / В. А. Калюжный, Д. К. Возняк, И. М. Наумко // Геол. журн. – 1985. – Т. 45, № 6. – С. 55–60.
72. Калюжный В. А. Новые наблюдения фазовых превращений в жидких включениях / В. А. Калюжный // Минерал. сб. Львовск. геол. о–ва, 1956, 10. – С –77–80.
73. Калюжный В. А. Основы рационального применения методов анализа газовых компонентов флюидных включений (проблема определения водорода) / В. А. Калюжный, И. М. Сворень // Минерал. сб. Львов. ун–та. – 1979. – № 33, вып. 1. – С. 35–41.
74. Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах / В. А. Калюжный. – Киев : Наук. думка, 1982. – 240 с.
75. Калюжный В. А. Результаты измерения pH жидких включений в минералах и основные закономерности формирования занорышевых пегматитов Украины / В.А. Калюжный // I Международный геохимический конгресс. Гидротермальные процессы. – М. : Изд–во АН СССР, 1973. – Т. 2. – С. 500–513.
76. Калюжный В. А. Состав газа флюидных включений и вопросы обнаружения водорода в них (по данным масс–спектрометрического анализа) / В. А. Калюжный, И. М. Сворень, Э. Л. Платонова // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 219, № 4. – С. 973–976.
77. Калюжный В. А. Термодинамическая и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа (по жидким включениям минералов) / В. А. Калюжный, Д. К. Возняк // Минерал. сб. Львовск. ун–та. – 1967. – 21, вып. 1. – С. 49-68.
78. Калюжный В. А. Физико–химические особенности формирования пегматитов занорышевого типа Украины / В .А. Калюжный, Г. М. Гигашвили // Минерал. сб. Львов. ун–та. – 1972. – № 26, вып. 3. – С. 247–256.

79. Карпенко А. А. К вопросу о кристаллографической характеристики топазов Волыни / А.А. Карпенко // Минерал. сб. Львовск. геол. о–ва. – 1954, 8. – С. 231–242.
80. Кикин П. А. Описание минералов, находящихся в имении Госпожи Тайной Советницы Кикиной / П.А. Кикин // Труды минерал, о–ва. – СПб. – 1842. – ч. II. – С. 194–210.
81. Когарко Л. Н. Фтор в силикатных расплавах и магмах / [Л. Н. Когарко, Л. Д. Кригман]. – М. : Наука. – 1981. – 127 с.
82. Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России / Н. И. Кокшаров. – СПб, 1856. – т. 2. – 344 с.
83. Косухин О. Н. Магматический этап формирования гранитных пегматитов / [О. Н. Косухин., И. Т. Бакуменко, В. П. Чупин]. – М. : Наука, 1984. – 138 с.
84. Криволап Л. С. К вопросу о связи камерных пегматитов Волыни с определенными структурными разновидностями гранитов / Л. С. Криволап, В. Т. Латыш, О. Ф. Бернасовская // Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья. – Изд–во Киевск. ун–та, 5. –, 1970. – С. 185–204.
85. Лазаренко Е. Е. Новые данные о включениях в топазах Волыни / Е. Е. Лазаренко // Минерал. сб. Львов. ун–та. – 1968. – № 22, вып. 2. – С. 80–82.
86. Лазаренко Е. К. Учение о пегматитах в свете новых данных / Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин // Минерогенезис. – София, 1974. – С. 125–132.
87. Лазаренко Є. К. Курс мінералогії / Є. К. Лазаренко. – К.: Вища школа, 1970. – 606 с.
88. Лапчик Т. Ю. До характеристики пегматитів Волині / Т. Ю. Лапчик // Геол. журнал АН УРСР. – 1948. – т. IX, вип. 1–2. – С. 126–134.
89. Лебедев А. С. О нижней температурной границе кристаллизации берилла в гидротермальных условиях / А. С. Лебедев //

- Выращивание кристаллов бериллиевых минералов и исследование их свойств. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР. – 1980. – С. 11–21.
90. Лебедев А. С. Исследование кристаллизации берилла в натрово–хлоридных растворах при 350 °C / А. С. Лебедев, В. А. Кляхин, В. С. Шацкий // Исследования по экспериментальной минералогии. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР. – 1978. – С. 59–66.
91. Лебедев Г. Учебник минералогии. Часть описательная. Физиография минералов / Г. Лебедев. – 2–е изд., перераб. и доп. – Санкт–Петербург : Типография П.П. Сойкина, 1907 . – 678 с.
92. Леммлейн Г. Г. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей / Г. Г. Леммлейн, П. В. Клевцов // Зап. Всесоюз. минерал. об–ва. – 1956. – Ч. 85, вып. 3. – С. 310–320.
93. Леммлейн Г. Г. Исследования образования жидких включений в кристаллах / Г. Г. Леммлейн // Вопросы геохимии и минералогии. – М. : Изд–во АН СССР. – 1956. – С. 139–141.
94. Леммлейн Г. Г. Об окраске двухцветных кристаллов топаза. / Г. Г. Леммлейн, Н. М. Меланхолин // Труды Ин–та кристаллогр. – Вып. 6. – 1951. – С. 245—254.
95. Леммлейн Г. Г. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе / Г. Г. Леммлейн, М. О. Клия, И. А. Островский // Докл. АН СССР. – 1962. – Т. 142, № 1. – С. 81–83.
96. Лхамсурен Ж. Сопоставление процессов пегматитообразования и грейзенизации на двух типах месторождений Монголии (по включениям минералообразующих растворов) : Автореф. дисс. ... канд. геол.–минерал. наук. – М., 1969. – 29 с.
97. Ляхов Ю. В. Минеральный состав многофазовых включений в морионах из пегматитов Волыни / Ю. В. Ляхов // Исследование минералообразующих растворов. – М. : Недра, 1966. – С. 92–100.

98. Матковський О. І. Такий різний світ мінералогії [Електронний ресурс] / О. І. Матковський, М. М. Павлунь // Каменяр. – 2012. – Режим доступу до ресурсу: <http://kameniar.lnu.edu.ua/?p=2528>.
99. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. / [Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин, В. Т. Латыш, Ю. Г. Сорокин]. – Львов: Выща шк., 1973. – 360 с.
100. Михеев В. И. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов./ В. И. Михеев и И. И. Шафрановский / Зап. Мин. Общ. 1949, ч. 78, стр. 166 – 171.
101. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів заноришевого типу України (рідкі включення, термобарометрія, геохімія) / [В. А. Калюжний, Д. К. Возняк, Г. М. Гігашвілі та ін.]. – К.: Наук.думка, 1971. – 216 с.
102. Моторина И. В. Многофазовые включения в топазах из пегматитов Волыни / И. В. Моторина // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 175, № 3. – С. 686–688.
103. Намиот А. Ю. Растворимость газов в воде под давлением / [А. Ю. Намиот, М. М. Бондарева]. – М. : Гостоптехиздат, 1963. – 148 с.
104. Наумко И. М. Генезис берилла в камерных пегматитах Волыни (по включениям в минералах) / И. М. Наумко, А. П. Вовк // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Иркутск, 10–14 сентября 2014 г.). – Иркутск : Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2014. – С. 38–39.
105. Наумко И. М. Изотопный состав углерода CO₂ флюидных включений в топазе пегматитов занорышевого типа Украины / И. М. Наумко, Г. П. Мамчур, З. И. Ковалишин // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах) : Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. – Львов, 1985. – Ч. 1. – С. 240–241.

106. Наумко И. М. О связи кристалломорфологических и генетических особенностей топаза из занорышевых (камерных) пегматитов Волыни / И. М. Наумко, А. П. Вовк // Мат–лы XI междунар. конф. по термобарогеохимии (Александров, 8–12 сентября 2003 г.). – Александров: ВНИИСИМС, 2003. – С. 108–111.
107. Наумко И. М. Условия формирования камнесамоцветной и редкометальной минерализации в гранитных пегматитах Украинского щита (по данным исследования флюидных включений) : автореф. дис. на соискание наук. степени канд. геол.–мин. наук : спец. 04.00.02 "геохимия" / . – Львов, 1986. – 16 с.
108. Наумко И. М. Генетические особенности топаза из зоны выщелачивания и перекристаллизации занорышевых пегматитов Волыни / И. М. Наумко, В. А. Калюжный // Минерал. журн. – 1981. – 3, №3. – С.52–62.
109. Наумко I. M. Аксесорний берил із зон вилугувування топазморіонових пегматитів Волині / I. M. Наумко // Минерал. журн. – 1999. – Т. 21, № 5–6. – С. 22–28.
110. Наумко I. M. Нові дані з мінералогії, геохімії та генезису пегматитів заноришевого (камерного) типу України / I. M. Наумко // Мінерал. зб. – 2002. – № 51, вип. 2. – С. 58–68.
111. Наумко I. M. Особливості мінералоутворення в заноришевих пегматитах Волині за ізотопним складом вуглецю карбонатів / I. M. Наумко, Г. П. Мамчур, О. О. Яринич // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1982. – № 7. – С. 14–17.
112. Наумко I. M. Питання флюїдного режиму і дегазації Землі у наукових поглядах М. П. Семененка / I. M. Наумко, В. А. Калюжний // Минерал. журн. – 1996. – Т. 18, № 2. – С. 39–45.
113. Наумко I.M. Підсумки та перспективи дослідженъ термобарометрїї і геохімїї палеофлюїдів літосфери (за включеннями

- у мінералах) / І. М. Наумко, В. А. Калюжний // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 2. – С. 162–175.
114. Наумко І. М. Про знахідку ільменорутилу в топаз–моріонових пегматитах Волині / І. М. Наумко // Минерал. журн. – 1996. – Т. 18, № 4. – С. 3–9.
115. Наумко І. М. Флюїдний режим мінералогенезу породно–рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів) : автореф. дис. На здобуття наукової ступеня д–ра геол. наук : спец. 04.00.02 "Геохімія" / І. М. Наумко – Львів, 2006. – 52 с.
116. О магматическом этапе формирования камерных пегматитов Волыни / И. Т. Бакуменко, О. Н. Косухин, В. И. Павлишин, В. П. Чупин // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 248, № 5. – С. 1194–1197.
117. Оссовский Г. Геолого–геогностический очерк Волынской губернии / Г. Оссовский // Труды Волынск. стат. комитета за 1867 г., Житомир, 1867. – С. 341-354.
118. Павлишин В. И. Минералого–генетические особенности зоны выщилачевания занорышевых (камерных) пегматитов / В. И. Павлишин, П. К. Вовк // Изд. вузов. Сер. геол. и разв.– 1971. – №3.– С.45–52.
119. Павлишин В. И. Сингенетические включения слюд в топазах из пегматитов Волыни / В. И. Павлишин, Д. К. Возняк, В. С. Мельников // Минерал. сб. Львовск. ун–та. – 1968, 22, вып. 2.– С. 37-45.
120. Панченко В. И. Анализ формы занорышевых пегматито–вых тел / В. И. Панченко, В. С. Булгаков // Изв. вузов, "Геология и разведка" – 1970, 6. – С. 344-356.
121. Пегматиты Волыни (Украинская ССР) / [М. Н. Ивантишин, В. Т. Клочков, И. Л. Личак и др.]. – Изд–во АН УССР, 1957. – 286 с.
122. Пизнюр А. В. Основы термобарогеохимии / А. В. Пизнюр. – Львов: Вища школа, 1986. – 200 с.

123. Платонов А. Н. Окраска и термолюминисценция волынских топазов / А. Н. Платонов, В. П. Беличенко // Минерал. сб. Львовск. ун–та, 1964, 18, вып. 4. – С. 412–420.
124. Платонов А.Н. О розово–дымчатой окраске волынских топазов / А. Н. Платонов, В. П. Беличенко // Морфология, свойства и генезис минералов. – Изд–во Наукова думка. – Киев, 1965. – С. 412–421.
125. Платонов А. Н. Природа окраски самоцветов / А. Н. Платонов, М. Н. Таран, В. С. Балицкий. – М.: "Недра", 1984, 196 с.
126. Полканов А. А. Плутон габбро–лабрадоритов Волыни УССР / А. А. Полканов. – Изд–во Ленингр. ун–та, 1948, 80 с.
127. Попов Г. М. Кристаллография / Г. М. Попов, И. И. Шафрановский. – М. : Высшая школа, 1972. – 352 с.
128. Пятницкий П. П. Изумруды, их месторождения и происхождение / П. П. Пятницкий // Труды Укргеолтреста, Киев, 1934, 69 с.
129. Ремешило Б. Г. О жидких включениях в акцессорном берилле занорышевых пегматитов Украины/ Б.Г. Ремешило // Минерал. сб. 1971. – № 25. Вып. 3. – С. 262–264.
130. Ремешило Б. Г. Включения в акцессорном берилле метасоматически измененных пород (на примере занорышевых пегматитов Волыни) / Б. Г. Ремешило // Минерал. сб. 1972. – № 26. Вып. 3. – С. 318–320.
131. Ремешило Б. Г. Два типа кристаллов фенакита из камерных пегматитов Волыни / Б. Г. Ремешило, П. К. Вовк // Докл. АН СССР. – 1973. – 213, №6. – С.1395–1398.
132. Семененко М. П. Гранітні пегматити України / М. П. Семененко // Геол. журнал АН УРСР. – 1939. – т. VI, вып. 4. – С. 133–143.
133. Сливко Є. М. Берил у геологічних утвореннях України / Є. М. Сливко // Мінерал. зб. – 2007. – № 57, вип. 1. – С. 26–38.
134. Сливко М. М. Об отталкивании и захвате твердых частиц растущими кристаллами турмалина // Генезис минеральных

- индивидов и агрегатов (онтогения минералов) / М. М. Сливко. – М. : Наука, 1966. – С. 116–121.
135. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов / В. С. Соболев. – Львов : Изд–во Львов. ун–та, 1949. – 332 с.
136. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutона / В. С. Соболев. – изд–во Львовск. ун–та, 1947. – 140 с.
137. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Г., Хилинский Л. А., Харечко Г. Е. Внутреннее строение кристаллического фундамента в юго-западной части Коростенского plutона / В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. Г. Калюжная [и др.] // Геофизич. сб. Ин–та геофизики АН УССР, вып. 5(7), 1963. – 130 с.
138. Сорокин Ю. Г. Об уникальной находке топазов на Волыни / Ю. Г. Сорокин, А. И. Перегуда, А. И. Береговенко // Минерал. сб. – 1967. – № 21, вып. 3. – С. 312–313.
139. Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно–солевых систем. – Л. : Химия, 1973. – Т. I, кн. I. – 568 с.
140. Султанов Р. Г. Фазовые равновесия и критические явления в системе вода–метан при высоких температурах и давлениях / Р. Г. Султанов, В. Г. Скрипка, А. Ю. Намиот // Физич. химия. – 1973. – Т. 46, № 8. – С. 1237–1240.
141. Таганов Д. Н. SPSS. Статистический анализ в маркетинговых исследованиях / Д.Н. Таганов. — СПб.: Питер, 2005. —192 с.
142. Такеноучи С. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях / С. Такеноучи, Дж. К. Кеннеди // Термодинамика постмагматических процессов. – М. : Мир, 1968. – С. 137–149.
143. Тарабенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомысьльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской

- губерний / В. Е. Тарабенко // Зап. Киевск. общ–ва естеств. – 1896. – т. 15, вып. 1. – С. 567–577.
144. Трейвус Е. Б. Метод оценки морфологической важности простых форм кристаллов по рентгеновским данным / Е. Б. Трейвус // КРИСТАЛЛОГРАФИЯ. – 2010. – том 55, № 5. – С. 925–929."
145. Фекличев В. Г. Берилл / В. Г. Фекличев. – М. : Наука, 1964. – 162 с.
146. Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологический анализ / В. Г. Фекличев . – М.: Наука, 1966б. – 201 с.
147. Ферсман А. Е. Пегматиты / А. Е. Ферсман. – М.: Изд–во АН СССР, 1960. – Т. 6. – 739 с.
148. Физико–химические условия альбитизации в занорышевых пегматитах Волыни / М. Д. Братусь, И. М. Наумко, В. А. Калюжный, П. К Вовк // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. – Л. : Наука, 1983. – С. 156–164.
149. Флинт Е. Е. Практическое руководство по геометрической кристаллографии / Е. Е. Флинт. – М.: 1956. – 207 с.
150. Флюїдний режим мінералоутворення в літосфері (в зв'язку з прогнозуванням корисних копалин) / М. Д. Братусь, М. М. Давиденко, І. М. Зінчук [та ін.]. – Київ : Наук. думка, 1994. – 192 с.
151. Флюорит з камерних пегматитів Волині / Б. В. Заціха, П. К. Вовк, В. І. Павлишин, М. І. Куровець // ДАН УРСР, 1971, № 10. с. 884–888.
152. Хартман П. Зависимость морфологии кристалла от кристаллической структуры. / П. Хартман // Рост кристаллов. – 1967. – Т. 7. – М. Наука, 1967. – С. 8–24
153. Хонигман Б. Рост и форма кристаллов. / [Б. Хонигман]. – Из–во иностранной литературы, 1961. – 221 с.

154. Чернышкова Л. П. О топазах Волыни / Л. П. Чернышкова // Минерал, сб. Львовск. геол, о–ва, 1952. – С.282-285.
155. Чухров Ф. В. Минералы. Справочник / Ф. В. Чухров. – М. : Наука, 1972. – т. 3, вып. 1. – 884 с.; 1981. – вып. 2. – 616 с.
156. Шапошников А. А. О влиянии концентрации растворов на температуру гомогенизации газово–жидких включений в кварце / А. А. Шапошников, Л. Н. Хетчиков // Геология и экспериментальные исследования. – М. : Недра, 1970. – С. 101–103 (Труды ВНИИСИМСа, том XII).
157. Шафрановский И. И. Конусовидные поверхности на кристаллах минералов / И. И. Шафрановский // Минерал. сб. Львовск. геол. о–ва, 1951, 5. – С.51-65.
158. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов / И. И. Шафрановский. – Л. : Изд–во Ленингр. ун–та, 1957.– 223с.
159. Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии. М. : Высшая школа, 1968. – 176 с.
160. Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии / И. И. Шафрановский. – Л. : Недра, 1974, – 152 с.
161. Шафрановский И. И. Природные формы растворения топазов / И. И. Шафрановский // ЗВМО. – 1950. – ч. 79, 1. – С. 5–14.
162. Шафрановский И. И. Формы кристаллов / И.И. Шафрановский // Труды Ин–та кристаллогр. – 1964. –Вып. 4. – Л. : Недра, 1985. – С. 13–166.
163. Шубников А. В. Основы кристаллографии / А. В. Шубников, Е. Е. Флинт, Г. Б. Бокий. – М. : изд–во АН СССР, 1940. – 486 с.
164. Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита / Ю. Ю. Юрк. – Киев : Изд–во АН УССР, 1956а – 122 с.
165. Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья / Ю. Ю. Юрк. – Киев: Изд–во АН УРСР, 1956. – 68 с.

166. Яковлєва В. Берил України / В. Яковлева, В. Каменчук / Мінерал. зб. – 2004. – № 54, вип. 2. – С. 189–194.
167. Bravais A. Etudes cristallographiques. / A. Bravais / Journ. De l'Ecole polytechnique. 1851. – 34. – 166–170.
168. Donnay J. D. H. A new law of crystal morphology extending the law of Bravais / J. D. H. Donnay and D. Harker. / Am. Mineral. – 1937. – 23. – Pages 446 – 467.
169. Dowty E. Crystal structure and crystal growth: I. The influence of internal structure on morphology: a reply / E. Dowty // American Mineralogist. – 1977. – Volume 62. – Pages 1036–1037.
170. Goldschmidt V. Atlas der krystallformen / V. Goldschmidt. – Carl Winters Universitatsbuchundung. – Heidelberg. – 1922. – Band VIII Safflorit – Topas. – 2050 s.
171. Hartman P. On relation between crystal structure and crystal morphology / P. Hartman, W. Perdok // Acta cryst. – 1955. – 8. – Pages 49–52.
172. Hintze C. Handbuch der Mineralogie / C. Hintze. – Leipzig. : Verlag von Veit & Comp., 1897. – Bd. 2. – 1842 s.
173. Naumko I. M. Crystallogenesis of topaz of chamber pegmatites of Korosten' plutone (Ukraine) / I. M. Naumko , O. P. Vovk // Abstracts of 31th International Geological Congress. – Rio de Janeiro, 2000. – <http://cbrazil.dominal.com/g 0806021.pgf>.
174. Sekanina J. Kalcit ze Štramberka / J. Sekanina // Práce Brňen. zakladny ČSAV. – 1962. – r. XXXIV. – s. 12.
175. Shigley. J. A study of the morphology and crystal structure of topaz. – Geology 261. – 1977. – Pages 11–21.
176. Vovk O.P. Statistical investigations with purpose of reconstruction of mineral forming conditions in crystal morphology (using topaz for an example) / O.P. Vovk, I.M. Naumko // Abst. of the Mining Pribram

Symposium “International Sections. Mathematic methods in Geology”. – Prague, 1999. – MC 46.

177. Wolff G.A. PBC vector, critical bond energy ratio and crystal equilibrium form / G. A. Wolff, J. G. Gualtieri // American Mineralogist. – 1962. – Volume 47, May – June. – Pages 562–584.