

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА**

ДІАГНОСТИКА МІНЕРАЛІВ ШЛІХІВ

методичні вказівки до лабораторних занять з курсу
«Методи мінералогічних досліджень»

ЛЬВІВ – 2015

Діагностика мінералів шліхів: методичні вказівки до лабораторних занять з курсу «Методи мінералогічних досліджень» для студентів ОКР «Бакалавр» напряму 6.040103 – геологія /укл.: С.М. Бекеша, Н.Т. Білик. – Львівський національний університет імені Івана Франка, 2015. – 104 с.

Укладачі: кандидат геолого-мінералогічних наук,
доцент *С.М. Бекеша*, асистент *Н.Т. Білик*

Рецензент: кандидат геолого-мінералогічних наук,
доцент *В.Б. Степанов* (Львівський національний університет імені Івана Франка)

Відповідальний за випуск:
завідувач кафедри мінералогії, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент *Л.З. Скакун*

Редактор: *Лариса Сідлович*

Відповідальний за друк: *Олена Старушко*

*Затверджено
на засіданні Вченої ради
геологічного факультету
(протокол № 19/2 від 18.02.2015 р.)*

ВСТУП

Шліховий метод віддавна широко застосовується у практиці геолого-знімальних і розшукових робіт. Це надійний і поряд із тим простий метод розшуків, який дає змогу в стислі терміни зробити загальну оцінку перспективності великих ділянок стосовно корінних і розсипних родовищ важливих у промисловому сенсі корисних копалин.

Важливим етапом шліхового методу є власне діагностика мінералів шліхів, як природних, так і штучних. Слід зазначити, що мінеральний склад шліхів дуже різноманітний і перебуває у прямій залежності від складу тих гірських порід, які при руйнуванні утворили ореоли розсіювання мінералів. У складі окремого ореолу чи розсипища маємо справу не з випадковим накопиченням мінералів, а з однією або кількома асоціаціями, пов'язаними спільністю генезису. Тому, якщо у шліхах знайдено мінерал, який завжди супроводжує певний промислово-цінний мінерал, то це вказує на ймовірність знаходження останнього. З іншого боку, слід пам'ятати, що набір мінералів у ореолах розсіювання або розсипищах є парастеричною асоціацією, тобто мінерали в ній об'єднані спільністю знаходження. Це обов'язково слід брати до уваги при діагностиці мінералів шліхів та інтерпретації отриманих даних.

Діагностику мінералів у шліхах здійснюють головню під бінокулярним мікроскопом, і вона значно відрізняється від макроскопічної діагностики у взірцях. Діагностика у шліхах потребує великого практичного досвіду, звичайно, за наявності відповідних знань.

Головна мета посібника – ознайомити студентів з основними типоморфними особливостями мінералів шліхів різних фракцій: важкої (магнітної, електромагнітної, немагнітної) та легкої. Особлива увага звернена на методи діагностики мінералів за формою та характером змін зерен, блиском, забарвленням, твердістю й ін., на відмінностях подібних між собою мінералів. Схарактеризовані окремі фізичні та хімічні методи діагностики, які необхідні для ідентифікації мінералів. На окремих прикладах показано практичне значення кристаломорфологічних досліджень мінералів шліхів. Підкреслено важливість проведення морфометричного аналізу, тобто кількісної оцінки форми уламкових частинок.

1. МЕТОДИКА МІНЕРАЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ ШЛІХІВ. ФРАКЦІОНУВАННЯ ШЛІХОВИХ ПРОБ

Дослідження мінерального складу шліхів у лабораторних умовах суттєво відрізняється від звичайного мінералогічного аналізу руд або порід.

Лабораторний аналіз шліхів поділяють на дві стадії: а) фракціонування шліхів, тобто підготовка їх до аналізу, і виділення групи мінералів, які подібні між собою за певними властивостями; б) діагностика мінералів у окремих фракціях за допомогою різних методів дослідження.

Фракціонування є одним із найважливіших етапів мінералогічних досліджень шліхів у лабораторії. Методи сепарації ґрунтуються на відмінностях у фізичних або фізико-хімічних властивостях мінералів. Відмінності у густині, магнітних, електричних властивостях мінералів, їхній змочуваності, твердості, розмірах і формі зерен дають змогу виділяти із загальної маси шліху групи мінералів із певними властивостями.

Розділення шліху на фракції виконують у три стадії: 1) підготовка шліху до аналізу – зважування, ситовий аналіз, скорочення; 2) магнітна сепарація – обробка шліху постійним магнітом і електромагнітом; 3) розділення у важких рідинах або сплавах.

Зважування шліху. Мінералогічний аналіз розпочинається зі зважування всього шліху на технічних терезах із точністю до 0,01 г. Кожну фракцію, яка виділяється під час подальшої обробки шліху, також зважують. Масу фракцій зазначають на пакетах, у яких їх зберігають, а також фіксують у відповідних журналах.

Ситовий аналіз. Ситовий аналіз необхідний у разі дуже нерівномірно зернистого шліху, оскільки розділяти мінерали, які сильно відрізняються за розміром зерен, важко. Крім того, цей аналіз дає змогу визначити відсоткове співвідношення мінералів у класах різної крупності. Розсіювання виконують на стандартних ситах із круглими отворами або плетених. Розмір отворів сит вимірюють у міліметрах або мешах (у США та Великій Британії). Кількість мешів дорівнює кількості отворів у лінійному дюймі та збільшується зі зменшенням розміру отворів.

Під час мінералогічного аналізу шліху використовують сита з розміром отворів 2,0; 1,0; 0,5 і 0,25 мм. Колонку сит складають так, щоби верхнє сито було найкрупнішим, а під ним поміщають сита з меншими розмірами.

Середня проба. Якщо маса шліху після промивання перевищує 10 г, то його *скорочують*, відбираючи середню пробу. Середня проба – це мінімальна наважка, яка відповідає середньому складові всього шліху.

Найпростішим методом скорочення, однак не найкращим за метрологічними параметрами, є метод ручного квартування. Добре перемішаний шліх висипають через лійку на велике скло або на аркуш щільного гладкого паперу. Утворений унаслідок цього конус за допомогою скляної пластинки або лінійки вирівнюють у плоске коло однакової товщини і ділять хрестоподібно на чотири сектори. Два протилежних сектори об'єднують, ретельно перемішують і повторюють аналогічну операцію доти, доки не одержать пробу потрібної маси.

Точніше виділити середню пробу із вихідного шліху великої маси можна за допомогою спеціальних пристроїв – подільовачів проб. Найпростішим серед них є механічний пробоподільовач Джонса (рис. 1). Високоточне отримання скорочених проб забезпечують електромеханічні пробоподільовачі (наприклад, прилади фірми Fritsch).

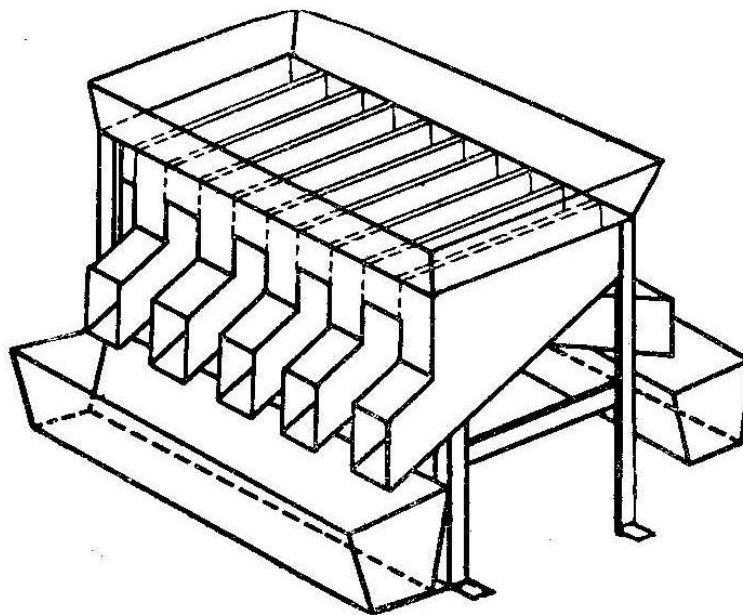


Рис. 1. Пробоподільовач Джонса.

Маса середньої проби шліху для мінералогічного аналізу залежить передусім від вмісту мінералів, які визначають, і від крупності матеріалу. Чим менше у шліху цінного мінералу, тим більшу кількість шліху треба вивчати. Ступінь скорочення проби залежить також від густини потрібного мінералу та похибки аналізу. У всіх випадках наважку до 1 г для аналізу брати не рекомендують.

Виділену середню пробу зважують із точністю до 0,01 г, реєструють і готують до фракціонування. Частину шліху, що залишилася, зважують, зсипають у пакет, присвоюють відповідний номер на пакеті й у журналі та залишають на зберігання як дублікат.

Найчастіше фракціонування проводять методами магнітної та електромагнітної сепарації, а також розділенням за густиною (у гравітаційних полях). Інколи використовують електросепарацію, флотацію, сепарацію на підставі відмінностей у морфології зерен мінералів, коефіцієнтів тертя мінералів із різними матеріалами. В окремих випадках, коли необхідно кількісно оцінити вміст лише окремих мінералів, застосовують методи селективного розчинення проби.

Магнітну сепарацію проводять для вилучення зі шліху фракції сильномагнітних мінералів – магнетиту, титаномангнетиту, піротину та ін. Цю операцію виконують за допомогою постійних магнітів типу РМЧ і Сочнева (рис. 2).

У разі електромагнітного фракціонування, використовуючи магнітні поля різного напруження, отримують три фракції мінералів: середньої магнітності, слабомагнітну і немагнітну. Оскільки сильномагнітні мінерали вилучають у процесі магнітної сепарації, то в першу і другу електромагнітні фракції потрапляють парамагнітні фази.

Гравітаційна сепарація є завершальною у процесі стандартного фракціонування. Виконують її головню розділенням шліху у важких рідинах, інколи гравітаційним збагаченням у водному середовищі на концентраційних столах або гвинтових сепараторах.

Мінеральний склад шліхів, а саме – співвідношення в них важких і легких мінералів, визначає послідовність виконання окремих операцій. У разі фракціонування «чорних» шліхів, у складі яких є невелика кількість легкої фракції (кварц, польові шпати та ін.), сепарацію розпочинають з виділення фракцій феромагнетиків (сильномагнітних мінералів), потім за допомогою важких рідин

відділяють важкі мінерали від легких і отриману фракцію обробляють електромагнітом для виділення парамагнітних (слабкомагнітних) і діамагнітних (немагнітних) мінералів (рис. 3).

У разі лабораторної обробки «сірих» шліхів доцільно трохи змінити послідовність операцій – обробку шліху важкою рідиною треба проводити в завершальній стадії (рис. 4).

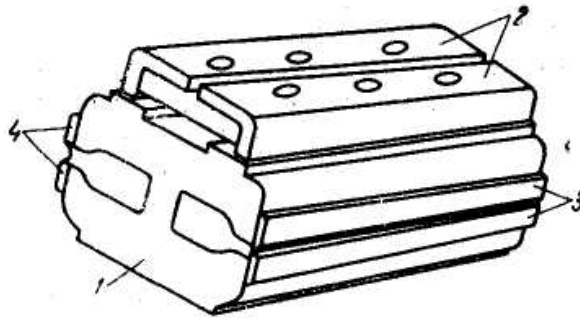


Рис. 2. Ручний магніт А.Я. Сочнева.

Полюси: 1 – для виділення сильномагнітної фракції; 2 – для виділення середньомагнітної фракції; 3 – для виділення слабкомагнітної фракції; 4 – для виділення дуже слабкомагнітної фракції.

Під час проведення мінералогічного аналізу використовують важкі рідини двох груп: органічні рідини (бромформ, тетрабромметан, йодистий метилен, рідина Клерічі) та розчини солей важких металів (рідина Туле, рідина Сушина-Рорбаха, рідина Клайна). На практиці найчастіше застосовують бромформ (трибромметан CBr_3) і рідину Туле, яка легко і в будь-яких пропорціях можна змішувати з водою. Усі ці рідини токсичні, тому під час роботи з ними необхідно дотримуватися відповідних правил безпеки.

Густина бромформу становить $2,89 \text{ г/см}^3$; у разі розділення в ній шліху отримуємо дві фракції: 1) мінерали з густиною понад $2,89 \text{ г/см}^3$ (важка фракція); 2) мінерали з густиною до $2,89 \text{ г/см}^3$ (легка фракція). Оскільки більшість промислово цінних мінералів і мінералів-індикаторів у шліхових пробах має густину понад $2,89 \text{ г/см}^3$, то надалі детальні дослідження проводять лише з важкою фракцією. Легку фракцію переглядають під мікроскопом, а мінерали, що її утворюють, діагностують і оцінюють кількісно.

Крім магнітної та гравітаційної сепарації, застосовують ще розділення мінералів за електропровідністю. Його виконують в електричному полі високої напруги. За поведінкою в електричному

полі мінерали поділяють на три групи: хороші провідники (сульфіди, сульфосоли, самородні метали), середні та слабкі провідники (оксиди й гідроксиди, деякі силікати), непровідники (діамант, силікати, карбонати, фосфати).

В окремих випадках застосовують флотаційний метод сепарації, який ґрунтується на змочуванні поверхні зерен мінералу водою. У воді містяться пухирці повітря, які прилипають до мінералів, що погано змочуються (гідрофобні): такі мінерали спливають на поверхню, утворюючи піну, а добре змочувані мінерали (гідрофільні) тонуть. Цим методом розділяють лише тонкозернисті шліхи (фракції від 0,01 до 0,2–0,3 мм). Розділення виконують на спеціальних флотаційних машинах.

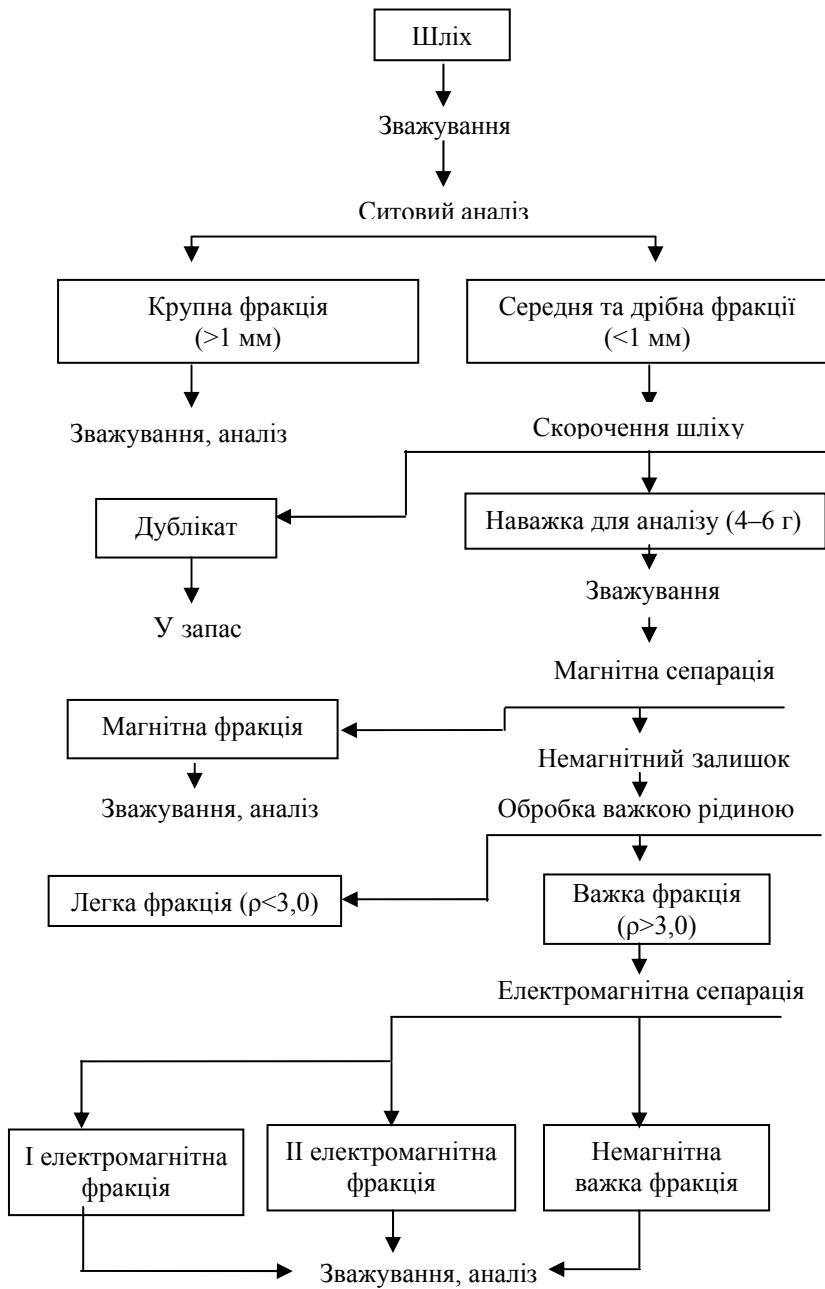


Рис. 3. Схема фракціонування «чорних» шліхів.

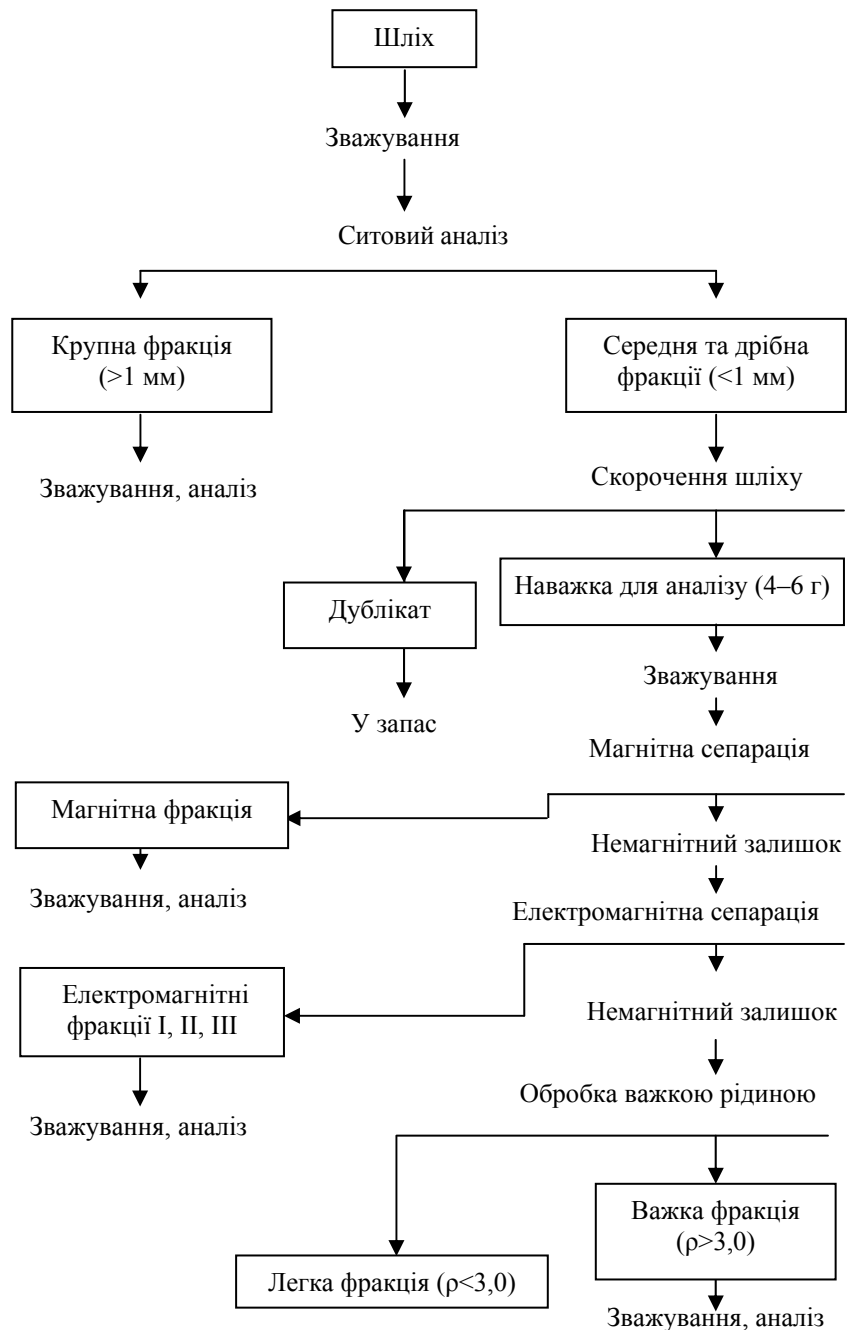


Рис. 4. Схема фракціонування «сірих» шліхів.

2. МЕТОДИКА ДІАГНОСТИКИ МІНЕРАЛІВ ШЛІХІВ

2.1. Попередня діагностика мінералів у шліхах

Отримані внаслідок сепарації фракції шліхів піддають мінералогічному аналізу для визначення їхнього складу і кількісної оцінки на корисні компоненти. Основний метод *попередньої діагностики* мінералів у шліхах – вивчення їх під біокулярним мікроскопом. У цьому разі за низкою зовнішніх ознак досвідчений мінералог легко діагностує найпоширеніші шліхоутворювальні мінерали, такі як гранати, амфіболи, магнетит, ільменіт та ін. Для визначення рідкісних мінералів у шліхах, а також важкодіагностованих необхідно застосовувати спеціальні методики, які дають змогу надійно відрізнити подібні між собою мінерали. До таких досліджень належать оптичні, мікрохімічні, люмінесцентні та ін.

Зазвичай для вивчення мінералів шліхів використовують біокулярні стереоскопічні мікроскопи марки МБС-9 або МБС-10 (рис. 5). Вони забезпечують пряме й об'ємне стереоскопічне зображення предмета у прямому і відбитому світлі зі збільшенням від 3,5 до 119 разів. Найінформативніші для дослідження фракції 0,5; 0,25 і 0,1 мм.

Для спостереження шліх розсипають на склі розміром 9 × 12 см у вигляді довгої вузької смужки (у разі великої кількості матеріалу таких смужок декілька). Скло зі шліхом розміщують на столику мікроскопа. Смужку шліху уважно розглядають, пересуваючи під об'єктивом скло і перебираючи зерна мінералів тонкою голкою або загостреним олівцем. Голка має бути немагнітною (щоб до неї не прилипали магнітні зерна). Мінерали, які неможливо діагностувати під мікроскопом, відділяють голкою для детального вивчення.

Перш ніж приступати до розгляду шліху, важливо знати, якщо можливо, його походження: це алювіальна асоціація чи легматитова, зона окиснення чи гранітна асоціація тощо. Це допоможе під час діагностування мінералів, які важко визначати.

Мінерали у шліхах діагностують під біокулярним мікроскопом за зовнішнім виглядом, фізичними та хімічними властивостями:

1. Магнітні властивості мінералів. Спочатку визначають, чи липне мінерал до сталеві голки.

2. Форма зерен. Мінеральні зерна у природних шліхах різко відрізняються за формою від мінеральних зерен у штучних шліхах (протолочках). У природних шліхах мінерали містяться, головну, у

вигляді мономінеральних зерен і зрідка у зростках, причому частково або повністю зберігається властиве їм кристалографічне огранювання, яке порушується ступенем обкатаності зерен. За характером поверхонь граней розрізняють кристали гладкі, ямчасті, штриховані, сходишкові та матові. За габітусом розрізняють зерна призматичні, стовпчасті, таблитчасті, пластинчасті й ізометричні.

Якщо мінерали у шліхах мають пошкоджені грані, то форма зерен залежить від спайності, або ж вони мають неправильні обриси, які визначені характером зламу.

Під час перегляду шліху важливо враховувати ступінь обкатаності зерен. Розрізняють слабо, середньо і сильно обкатані. У слабо обкатаних зернах трішки згладжені нерівності зламу або частково згладжені ребра і вершини кристалів. У середньо обкатаних зернах зникають виступи нерівностей зламу і залишаються невеликі заглибини, на кристалах повністю зникають ребра і вершини, проте форма граней ще не порушена. На сильно обкатаних зернах поверхня зовсім гладка: тут немає виступів і заглибин, повністю зникають грані, мінерали призматичного габітусу набувають еліпсоподібної, видовженої форми, а мінерали ізометричного габітусу – округлої.

У протолочних пробах кристалографічне огранювання більше порушене: тут домінують неправильні зерна, різні за характером зламу або пластинчасті уламки за спайністю. Кількість таких уламків залежить від спайності, яку має мінерал. Для дослідження спайності мінерали роздавлюють і визначають характер отриманих уламків. Для цього відбирають одне–два зерна мінералу, розміщують їх окремо від інших, накривають товстим предметним склом і, спостерігаючи в бінокляр, роздавлюють. У випадку досконалої спайності мінерал розколюється винятково за площинами спайності, а неправильні зерна, порівняно з пластинчастими, фіксують у незначній кількості. Наявність спайності у мінералів визначають під бінокляром за пластинчастою формою уламків і сходишковими зламами на таблитчастих пластинках.

3. Характер поверхні зерен і вторинні утворення. Залежно від хімічної стійкості мінералу, а також від дальності його транспортування поверхневими потоками, на зернах залишаються різні сліди розчинення, дряпання, стирання або сколювання. Унаслідок цього поверхня зерен набуває форм, які описані раніше. Хімічно нестійкі мінерали в цьому разі вкриваються плівками вторинних утворень, які покривають зерно повністю або зберігаються лише в

заглибинах його поверхні. Нерідко продукти окиснення мінералів мають своєрідне забарвлення, відмінне від забарвлення мінералу.

На підставі форми зерен, ступеня їхньої обкатаності й характеру поверхні роблять висновки про дальність транспортування матеріалу поверхневими потоками від їхніх материнських порід.

4. Прозорість мінералу під бінокляром визначають у непошкоджених зернах за просвічуванням або характером порошку. Легка фракція складається з прозорих безбарвних мінералів (виняток – графіт). У важкій немагнітній фракції непрозорі мінерали представлені сульфідами або самородними металами. Електромагнітна фракція містить як прозорі, так і непрозорі мінерали. Магнітна фракція представлена винятково непрозорими рудними мінералами.

5. Блиск. За цією ознакою розрізняють мінерали з металічним, напівметалічним, алмазним, масним, смоляним і скляним блиском. Мінерали магнітної фракції мають металічний блиск. Електромагнітну і важку немагнітну фракції становлять мінерали з металічним, скляним і алмазним блиском. Мінерали легкої фракції мають переважно скляний блиск.

Блиск мінералів у шліхах визначити досить важко, оскільки при штучному освітленні під бінокляром мінерали набувають невластивого їм синюватого або фіолетового відблиску і не вдається розрізнити тонкі переходи блиску мінералів. Характер блиску мінералів більш чітко визначається на свіжому зламі.

6. Забарвлення. Колір мінералу в шліхах може бути мінливим (завдяки примазкам та з інших причин). Найсвітліше забарвлення мають мінерали легкої та важкої немагнітної фракцій. У легкій фракції забарвленими можуть бути хлорити, серпентини, нонтроніт, берил. У важкій немагнітній фракції найтемнішими є рутил, каситерит, сульфіди і самородні метали.

Магнітна і сильно електромагнітна фракції представлені непрозорими темнозабарвленими залізовмісними мінералами. Середньо і слабо електромагнітні фракції за забарвленням світліші від магнітної та сильно електромагнітної фракцій завдяки наявності в них прозорих темнозабарвлених мінералів (амфіболи, піроксени, гранати та ін.) або навіть світлозабарвлених, як епідот, цоїзит, діопсид, олівін.

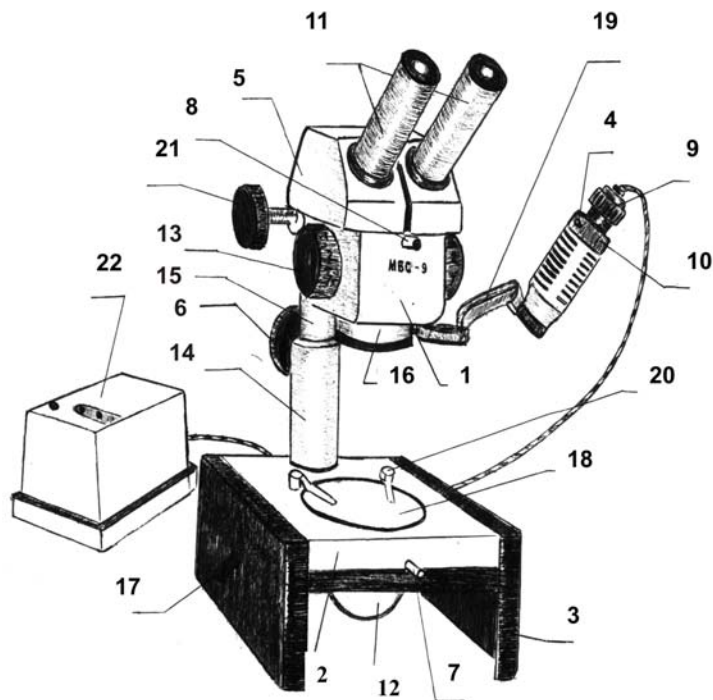


Рис. 5. Загальний вигляд мікроскопа:

1 – оптична головка; 2 – стіл мікроскопа; 3 – основа стола; 4 – гайка на втулці освітлювача; 5 – окулярна насадка; 6 – гвинт на направляючій; 7 – закріплювальний гвинт основи стола; 8 – закріплювальний гвинт окулярної насадки; 9 – освітлювач зі шнуром; 10 – втулка освітлювальної системи; 11 – окулярні тубуси; 12 – оберতальне дзеркало; 13 – перемикач системи Галілея; 14 – напрямна; 15 – стержень; 16 – об'єктив мікроскопа; 17 – ручка обертання дзеркала; 18 – скляна пластина; 19 – шарнірний кронштейн; 20 – притискачі; 21 – ручка для підйому-опускання оптичної головки; 22 – блок живлення.

7. Твердість – важлива діагностична ознака мінералу. Для маленьких мінеральних зерен (однак не менше 0,5 мм) твердість визначають, дряпаючи зерном по скляній пластинці. Якщо мінерал твердіший від скла, то пласким боком пінцета притискають це зерно і так отримують рису. Чим твердіший мінерал, тим тонша і глибша риса.

Твердість мінералів під бінокелем визначають також роздавлюванням зерен на предметному склі скляною паличкою. Твердість визначають за силою натискання, за звуком розтріскування і характером руйнування скла. За цими ознаками мінерали поділяють на м'які, середні й тверді. М'які мінерали беззвучно розсипаються в разі легкого натискання без слідів руйнування скла (твердість < 3). Середні за твердістю мінерали роздавлюються в разі значного зусилля натиску з глухим звуком розтріскування, проте без слідів пошкодження скла (твердість 3–5). Тверді мінерали роздавлюються в разі дуже сильного натиску з різким звуком розтріскування і залишають сліди пошкодження на склі (твердість > 6).

М'які мінерали поділяють на дві групи: 1) мінерали, які дуже легко роздавлюються (антимоніт, біотит, вісмутин, реальгар, хлорити, еритрин); 2) мінерали, які легко роздавлюються (анатаз, ангідрит, англезит, барит, борніт, вольфраміт, галеніт, доломіт, кіновар, магнезит, монацит, сидерит, сфалерит, флюорит, целестин, церусит).

Серед мінералів зі середньою твердістю слід виділити: гетит, гіперстен, глаукофан, діопсид, дистен, кліноцоїзит, ксенотим, марказит, пірохлор, рогова обманка, силіманіт, титаніт, тетраедрит, борніт, хлоритоїд, егірин.

Тверді мінерали також поділяють на дві групи: 1) мінерали, які важко роздавлюються (авгіт, аксиніт, андалузит, андрадит, везувіан, гематит, grosular, ільменіт, колумбіт, лейкоксен, олівін, ортит, перовськіт, пірит, родоніт, топаз, уваровіт, хромшнітеліди, циркон, епідот); 2) мінерали, які дуже важко роздавлюються (діамант, альмандин, брукіт, корунд, піроп, рутил, турманін, шпінель).

Слід зазначити, що якісна характеристика, яку отримують при роздавлюванні зерен, залежатиме не лише від твердості, а й від кількості й досконалості напрямів спайності, а також від агрегатного стану частинок. Зазвичай частинки мінералів, що мають агрегатну будову, виявляють менший опір роздавлюванню порівняно з монокристальними зернами такого ж розміру (наприклад, метаміктний і звичайний циркон).

Незважаючи на наближеність, роздавлювання мінералів виявляється досить важливою діагностичною ознакою. Наприклад, обкатані зерна голубої шпінелі, які часто подібні за зовнішнім виглядом і блиском на анатаз, можна досить просто відрізнити лише за значним опором роздавлюванню, без застосування інших методів. Так само монацит у вигляді обкатаних або неправильних зерен легко відрізнити від подібних на нього за забарвленням, блиском і прозорістю зерен ставроліту, жовтого андрадиту, циркону та інших мінералів.

Ще раз акцентуємо увагу на питанні визначення тривалості транспортування мінералу, тобто визначення віддаленості корінного родовища від місця відбору проби. Слабко обкатані, кутасті, голчасті зерна, які частково або повністю зберегли кристалографічне огранювання і мають на поверхні примазки інших мінералів, а також велика кількість зростків кількох мінералів, – усе це слугує чітким індикатором близькості корінного джерела до розсипища.

З віддаленням від джерела кількість зростків зменшується. Зерна стають обкатаними, вивільняються від примазок. Водночас на поверхні низки хімічно слабо стійких мінералів з'являються плівки новоутворень. Тривале транспортування призводить до появи подряпин, зламів та інших дефектів на поверхні навіть абразивостійких мінералів. Зазначимо, що дрібні зерна навіть достатньо важких мінералів під час транспортування деформуються слабо. Так само поводяться і зерна сплющеної форми. Тому відсутність ознак інтенсивної обкатаності у них ще не свідчить про близькість до корінного джерела.

Важливе значення в мінералогічному аналізі шліхів має морфометричний аналіз – кількісна оцінка форми уламкових частинок. Форма і обкатаність мінеральних зерен відіграють важливу роль у визначенні тривалості транспортування мінералів у водному потоці.

Найпоширенішим методом морфометричного аналізу, незважаючи на його недоліки, є метод візуальної оцінки уламкових частинок, що ґрунтується на порівнянні з набором стандартів. Є багато шкал оцінки форми уламкових зерен. Найпоширеніша п'ятибальна шкала Рассела і Тейлора, за якою:

- зовсім необкатані гострокутні зерна позначають балом 0;
- ті, що зберегли первинну форму і мають лише злегка зглажені ребра, – 1;

- частинки зі згладженими кутами, проте ще помітними прямолінійними гранями – 2;
- добре обкатані, ті, що зберегли сліди первинного огранювання, – 3;
- ідеально обкатані – 4.

Свого часу Л. Рухін (1949 р.) висловив ідею кількісної оцінки форми піщаних зерен за їхньою здатністю до перекочування на ввігнутій похилій поверхні, що швидко вібрує. Згодом ця ідея була втілена в методику, яку розробили Д. Кошик і Г. Ромм (1972–1974 рр.) у літологічній лабораторії ВСЕГЕІ (м. Ленінград). Методика забезпечує розділення уламкових частинок за формою на 14 фракцій. Вихідна наважка – 5 г. Тривалість одного аналізу, включаючи зважування виділених морфометричних фракцій, не перевищує 15 хв.

У морфометрії багато дослідників розмір 0,15–0,30 мм вважають оптимальним для дослідження, оскільки зерна цього розміру зазвичай наявні у пробі в достатній для аналізу кількості.

Аналітичні дані морфометричного аналізу треба додатково опрацьовувати графічно або статистично, що можна виконувати за допомогою сучасних комп'ютерних програм.

Для окомірної оцінки форми зерен Л. Рухін рекомендує застосовувати трафарети, що є силуетами зерен кожного класу (рис. 6).

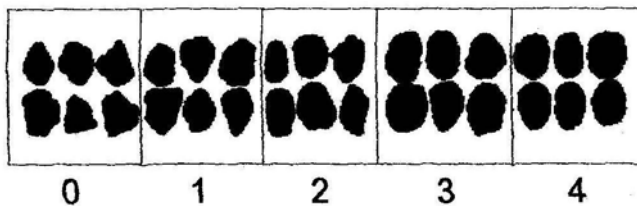


Рис. 6. Шкала визначення обкатаності уламків:
0–4 – бали обкатаності.

2.2. Практичне значення кристаломорфологічних досліджень мінералів шліхів

На практичному значенні кристаломорфологічних досліджень мінералів дослідники наголошували давно. У 1978 р. з'явився термін «розшукова кристаломорфологія», а Н. Євзікова вперше розробила принципи використання кристаломорфології з розшуково-оцінною метою. Нині можна навести принаймні вісім видів прак-

тичних завдань мінералогії та суміжних з нею дисциплін, у яких вивчення форми кристалів є якщо не єдиним, то, мабуть, найраціональнішим способом їхнього вирішення.

Визначення формаційної належності родовища. З'ясовано, що відмінність у складі руд, типі білярудних змін, зв'язку зруденіння з материнськими інтрузіями позначається не тільки на хімічному складі мінералу, а й на формі його кристалів. Наприклад, для каситериту зафіксовано таку морфологічну схему. Для кристалів з родовищ пегматитової формації характерний дипірамі-дальний габітус з видовженням $c:a$ не більше 1. У разі переходу до родовищ кварц-каситеритової формації зростає роль призми {110}, тому видовження кристалів збільшується до 1–2. Надалі під час переходу до родовищ кварц-силікатно-каситеритової та кварц-сульфідно-каситеритової формацій видовження кристалів прогресивно зростає до 3–4 і більше, а огранювання ускладнюється.

Кристаломорфологічні критерії належності мінералу до родовищ певного типу розроблені також для діаманту, циркону, ільменіту, золота і багатьох інших акцесорних мінералів.

Визначення місця утворення мінералу в зоні мінералізації. Наявні відмінності в деталях огранювання кристалів одного й того ж мінералу залежно від того, де і як він виріс: метасоматично у змінених вмісних породах або вільно у занірках жили, із магми в центрі інтрузії або з флюїдів у її апікальній частині. Наприклад, пірит у білярудних метасоматитах майже завжди має кубічний габітус, тоді як у жильних утвореннях він може бути пентагон-додекаедричний і октаедричний. Ділянки жильного виповнення також різняться за формою кристалів: кубічні кристали флюориту гіпсометрично розташовані вище, ніж октаедричні; ромбодричні кристали кіноварі – вище, ніж пінакоїдальні.

Визначення епіцентру рудного поля. З'ясовано, що переважна форма кристала на родовищах змінюється з наближенням до епіцентру рудного поля – до гранітного купола або зони глибинного розлому. Наприклад, кристали каситериту змінюють один одного у плані та за розрізом від ендоконтакту олов'яної інтрузії, де розвинені пегматити і грейзени, до екзоконтакту, де грейзени змінюються гідротермальними кварцовими жилами.

Визначення орієнтування кристалів щодо векторів живлення. Анізотропія середовища живлення призводить до посиленого росту мінералу в одному напрямку, протилежному до напрямку підтікання речовини. Це зумовлене геолого-структурними чин-

никами, однак за формою кристалів у багатьох точках спостереження можна виявити напрям постачання мінералоутворювальних розчинів. Тобто за формою кристалів (за умови достатньої для побудови кондиційної карти кількості точок спостереження) можна побудувати об'ємну модель анізотропного живильного середовища, яким є блоки земної кори. Як приклад можна навести методичку оцінювання кутів падіння кришталеносних жил за ступенем спотворення ідеальної симетрії кристалів кварцу, які є у відвалах. У методичці використано принцип Кюрі, розвинутий І. Шафрановським: чим ближче потрійна вісь симетрії кварцу до вертикалі, тобто напрямку сили тяжіння (i , відповідно, жила залягає пологіше), тим менше спотворення істинної симетрії кристалів, і навпаки.

Визначення якості кристалічної сировини. З'ясовано, що перешкодами у використанні кристалів у різних галузях промисловості є механічні включення, структурні домішки, двійниковання тощо. Усі ці дефекти розподілені в кристалах цілком закономірно – відповідно до їхньої істинної симетрії та морфологічної історії росту. Знання сучасного і минулого огранювання кристалічних індивідів діаманту, флюориту, ісландського шпату або кварцу дає підстави оцінювати якість сировини, яку можна з них отримати, а також розробити найраціональнішу схему розділення їх на моноблоки.

Визначення структурно зумовленого напрямку швидкого росту кристалів. Природні кристали з зонально-секторіальною будовою дають дослідникам змогу порівнювати швидкість росту за нормаллями до різних граней. У цьому разі можна визначити, у якому напрямі кристали завжди ростуть швидко, а в якому – завжди повільно. Цю обставину широко використовують у технологічних схемах вирощування штучних мінералів.

Визначення придатності мінералу до промислового вилучення з концентратів. Під час збагачення корисних копалин відсоток вилучення цінного мінералу може значно залежати від габітусу кристалів. Наприклад, процес флотації ґрунтується на різному змочуванні зерен корисного компонента і породи. Однак змочуваність граней простих форм заданого мінералу може сильно відрізнятися, що позначиться на результатах збагачення. Зокрема, попередні кристаломорфологічні дослідження під час вилучення діамантів з промислового продукту із застосуванням жирових установок дають змогу набагато зменшити втрати цього цінного мінералу.

Визначення відносного часу утворення мінералу. Вивчення послідовності утворення, розростання і зникнення різних граней на кристали в рамках учення про онтогенію мінералів дає уявлення про морфологічну еволюцію кристалів у процесі росту. Оскільки форма кристалів мінералу на початку його утворення відрізняється від кінцевої, то її використовують як кристаломорфологічний критерій відносного часу утворення мінералу в разі виділення зародків, стадій і етапів мінералоутворення та їхньої синхронізації в різних мінералах.

Аналіз кристаломорфологічної еволюції мінералів як одного із найбільш очевидних нині аспектів загальної конституційної еволюції мінералів слугує важливою розшуково-оцінною ознакою мінералу, яку беруть за основу під час кристаломорфологічного картування родовищ. Зокрема, багаторічні дослідження дали змогу визначити зв'язок між кристаломорфологічним типом акцесорного циркону і хімічним типом магматичних порід, між видовженням і характером двійникування каситериту й формаційною належністю його родовищ, між габітусною значимістю певних граней і якістю п'єзо- та оптичної сировини конкретного родовища. Виявлено кристаломорфологічну зональність рудних тіл і родовищ. Кристаломорфологічні дослідження можуть допомогти у складанні карт формаційної зональності рудних районів.

Наведемо яскравий приклад застосування кристаломорфологічного аналізу для визначення ерозійного зрізу рудного тіла за зміною з глибиною морфології кристалів і характеру їхньої зональності.

На прикладі каситериту родовищ Комсомольського рудного району Н. Євзікова переконливо довела можливість оцінювання поведінки зруденіння з глибиною. З'ясовано, що під час переходу від апікальних частин тіл до корневих ділянок габітусні форми кристалів каситериту змінюються, що позначається і на характері зональності його зерен. Аналіз великого фактичного матеріалу дав ученій змогу виявити п'ять характерних морфологічних типів кристалів, які відрізняються за співвідношенням найрозвинутіших габітусних форм:

тип I – дипірамідальні кристали з розвиненими формами $\{111\}$ і $\{552\}$;

тип II – пінакоїдально-дипірамідальні індивіди з гранями $\{001\}$ і $\{552\}$ за підпорядкованого розвитку $\{111\}$ і $\{110\}$;

тип III – призматично-пінакоїдальні кристали, які відрізняються розвитком граней $\{110\}$ і $\{001\}$, підпорядковане значення мають грані $\{111\}$ і $\{100\}$;

тип IV – дипірамідально-призматичні індивіди зі специфічним поєднанням граней $\{110\}$ і $\{111\}$ за підпорядкованого розвитку $\{100\}$ і $\{101\}$;

тип V – призматично-дипірамідальні кристали з розвинутими формами піраміди $\{321\}$ і призматичних граней.

Наведені габітусні форми каситериту закономірно змінюють одна одну в часі. Їх фіксують як сумісно в межах одного індивіда, який поступово під час росту набуває різного габітусу (що позначається на зональності його будови), так і окремо в індивідах, які є на різних глибинних рівнях рудного тіла. В апікальних ділянках родовища домінують кристали типу V, на глибших горизонтах переважає тип IV, ще глибше його змінює тип III, а в кореневих частинах найбільше розвинутий тип I. Таку зміну габітусних форм кристалів з глибиною Н. Євзікова пояснює на підставі закону Браве й обґрунтовує її різною щільністю граней: найбільша щільність характерна для граней $\{110\}$ і $\{101\}$, які розвинуті на серединній, найпродуктивнішій ділянці рудних тіл.

На підставі кристаломорфологічного аналізу кристалів каситериту і визначення співвідношення виділених габітусних типів кристалів у різних пробах Н. Євзікова дійшла висновку, що за допомогою наведеного методу можна вирішувати такі завдання:

- визначати, на якій стадії ерозійного зрізу є досліджуване тіло і, відповідно, наскільки воно перспективне;
- на підставі виявленої залежності частоти поширення різних габітусних форм від глибини приблизно з'ясовувати розмах зруденіння;
- виділяти найпродуктивніші ділянки родовища;
- досліджуючи поширення різних габітусних форм кристалів каситериту за простяганням рудних тіл і оконтурюючи виявлені ділянки ізолініями, визначати, які блоки рудних тіл підняті, а які опущені, і, відповідно, в якому напрямі треба проводити розшукові гірничі виробки; за кристалами каситериту зі шліхів можна з'ясовувати ступінь ерозії тих рудних тіл, з яких відбувалося знесення матеріалу, а також їхні перспективи.

Після перегляду шліху з діагностикою мінералів за характерними макроскопічними ознаками деяка частина зерен залишається

неідентифікованою. Їх відділяють і продовжують діагностику іншими методами. Перш за все треба перевірити, люмінесціюють вони чи ні. Колір люмінесценції для багатьох мінералів є важливою типоморфною ознакою, яка свідчить про формаційну належність досліджуваного мінералу. Найдоступнішою для дослідження є *фотолюмінесценція*.

Фотолюмінесценцію в мінералах збуджують короткохвильовим ультрафіолетовим випромінюванням за допомогою освітлювачів ОИ-18, ОИ-18А і люміноскопів ЛСП-101, ЛСП-103, а також лазерів типу ЛГИ-21. Для отримання найбільшого ефекту люмінесценції використовують світлофільтри УФС-1, УФС-2, УФС-3. Низка мінералів виявляє фотолюмінесценцію тільки після охолодження в рідкому азоті ($T = 77\text{ K}$). Подібну фотолюмінесценцію називають *криолюмінесценцією*. Діагностику неідентифікованих мінералів шліхів також виконують за допомогою *катодолюмінесценції*, *рентгенолюмінесценції* й *термолюмінесценції*.

Люмінесцентні методи дають змогу не тільки діагностувати мінерали, а й наближено кількісно оцінювати їхній вміст у шліхах. Оцінку вмісту люмінесціюючого мінералу виконують візуально, підраховуючи кількість зерен, що світяться; якщо вміст таких зерен великий, то його виражають у відсотках.

Досить поширеним методом діагностики мінералів шліхів є визначення їхньої *густини*. Густина мінералів стала, тому її успішно використовують для точної діагностики. Є кілька способів визначення густини, однак найчастіше застосовують такі:

- занурення мінералу у важку рідину;
- визначення густини за допомогою бюретки;
- визначення густини за допомогою пікнометра.

Для визначення густини мінералу в разі його занурення у важку рідину необхідно мати кілька важких рідин: бромформ (густина $2,8\text{ г/см}^3$), рідина Туле (3,2), йодистий метилен (3,33), рідина Сушина–Рорбаха (3,45), рідина Клерічі ($4,27\text{ г/см}^3$).

За достатньої кількості рідини Клерічі (Туле), розчиняючи її водою, можна приготувати набір розчинів із густиною, яка відрізнятиметься на 0,01. Кількість води розраховують за формулою

$$V_2 = V_1 \cdot \frac{d_1 - D}{D - d_2},$$

де V_1 і d_1 – об'єм і густина концентрованої рідини; V_2 і d_2 – об'єм і густина води; D – густина приготованого розчину.

Для визначення густини мінералу достатньо мати лише 0,5–1,0 мл рідини. Зерно мінералу занурюють у рідину. Якщо воно спливає або потопає, його за допомогою препарувальної голки або пінцета витягують, промивають, сушать на фільтрувальному папері й занурюють в іншу рідину. Рідину підбирають доти, доки мінерал не буде в ній у завислому стані, тобто коли густина мінералу і густина рідини стануть однаковими.

Метод визначення густини за допомогою бюретки ґрунтується на визначенні об'єму води, що її витісняє мінерал під час занурення в бюретку або мірний циліндр. Для аналізу потрібно 5–10 мг мінералу в разі роботи з бюреткою об'ємом 10–12 мл (або 20–50 мг у разі роботи з бюреткою об'ємом 25–50 мл). Мінерал відбирають із крупної фракції.

У бюретку або мірний циліндр наливають 5–7 мл попередньо прокип'яченої й охолодженої води і фіксують початковий об'єм a . Зважують 5–10 мг мінералу, відібраного зі шліху, і висипають його в бюретку. Коли весь мінерал опуститься на дно, фіксують новий об'єм вмісту бюретки b . Об'єм мінералу дорівнюватиме $a - b$. Густина мінералу визначають за формулою

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{m}{a - b},$$

де ρ – густина мінералу; m – маса мінералу; $V = a - b$ – об'єм мінералу.

Пікнометричний метод визначення густини мінералу передбачає застосування пікнометра – маленької скляної колбочки з притертим корком, який має капілярний отвір. Пікнометр зважують на аналітичних вагах з точністю до 0,001 г. Згодом його наповнюють попередньо прокип'яченою та охолодженою водою, стежачи, щоб не залишалось пухирців повітря. Потім швидким рухом закривають пікнометр корком і ретельно протирають фільтром. Джгутиком, скрученим з фільтра, забирають з капіляра воду до позначки на шийці пікнометра і знову його зважують. Після цього воду виливають, пікнометр висушують, вміщують у нього відібраний мінерал і зважують.

Потім у пікнометр із мінералом обережно заливають воду до позначки (на стінках пікнометра не має бути пухирців повітря) і знову зважують. Об'єм мінералу обчислюють за формулою

$$V = \frac{(m_2 - m_1) - (m_4 - m_3)}{d_t},$$

де m_1 – маса порожнього пікнометра; m_2 – маса пікнометра з водою; m_3 – маса пікнометра з мінералом; m_4 – маса пікнометра з мінералом і водою; d_t – густина води за температури зважування.

Густину мінералу визначають за формулою

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{(m_3 - m_1)d_t}{(m_2 - m_1) - (m_4 - m_3)}.$$

Найпоширенішими у практиці мінералогічних досліджень шліхів є діагностичні методи з визначення відмінностей у властивостях мінералів, які можна спостерігати за допомогою світлових мікроскопів. Під час діагностування прозорих мінералів широко застосовують кристалооптичний метод, за допомогою якого визначають низку оптичних властивостей мінералу: осність, оптичний знак, знак видовження, кут загасання та ін. Однак у практиці мінералогічного аналізу зазвичай використовують скорочений варіант цього методу – визначають лише показник двозаломлення мінералу (імерсійний метод).

Імерсійний метод (від лат. *immersio* – занурення) дає змогу за допомогою поляризаційного мікроскопа визначати оптичні властивості мінеральних зерен, які занурені в оптично ізотропне середовище зі встановленим показником заломлення. Для виготовлення імерсійного препарату дрібне зерно мінералу розміщують на предметному склі, подрібнюють на дрібні уламки і вкривають невеликим склом, який отримують зі звичайного покривного скла шляхом розрізання його на 4 або 9 частин. Такі маленькі покривні скельця знижують витрату імерсійних рідин і досить зручні для роботи. Потім під покривне скло вводять краплю рідини з визначеним показником заломлення. Отриманий імерсійний препарат розміщують на столику мікроскопа і вивчають оптичні властивості мінералу.

Визначення здійснюється шляхом порівняння показника заломлення n зерна з показником заломлення стандартної рідини, в яку воно занурене. В основі методу лежить утворення внаслідок явищ інтерференції та повного внутрішнього відбиття на границі двох середовищ із різними показниками заломлення «смужки Бекке» – дуже тонкої (близько 0,001 мм) світлої смужки. При невеликому підйманні тубуса мікроскопа ця смужка рухається в бік речовини з більш високим n , при опусканні – у зворотний бік. Спостерігаючи рух «смужки Бекке», визначають, у якій речовини – мінералу чи рідини – показник заломлення вищий.

У разі аналізу шліхів із великою кількістю невизначених прозорих мінералів рекомендують підготувати кілька препаратів з імерсійними рідинами п'яти показників заломлення: 1,530, 1,580, 1,630, 1,700 і 1,780. У рідину 1,530 потрапляють мінерали кварц, калієві польові шпати, альбіт, олігоклаз, у рідину 1,580 – берил, флогопіт, біотит, мусковіт, серицит, хлорити, ангідрит, бертрандит, у рідину 1,630 – апатит, барит, топаз, андалузит, сподумен, звичайна рогова обманка, актиноліт, тремоліт, воластоніт, турмалін, целестин, фенакіт, у рідину 1,700 – олівін, дистен, ставроліт, силіманіт, епідот, цоїзит, авгіт, діопсид, везувіан, аксиніт, діаспор, у рідину 1,780 – гранати, циркон, сфен, шесліт, сфалерит, монацит, ксенотим, пірохлор, ортит, сидерит, баделейт, каситерит, рутил, анатаз, брукіт, егірін, корунд.

У практиці мінералогічного аналізу шліхів широко застосовують також діагностичні методи, які ґрунтуються на якісних хімічних реакціях. Ці методи не потребують великої кількості вихідного матеріалу і складної апаратури, вони є швидкісними і наочними. Їх можна використовувати навіть у польових умовах, забезпечуючи експресне визначення мінерального складу шліхів.

Методи проведення діагностичних хімічних реакцій:

плівковий – утворення на поверхні мінералу тонкої забарвленої плівки під час обробки його певними реактивами (наприклад, наліт металевого олова на каситериті в разі обробки його соляною кислотою на цинковій пластинці);

крапельний – безпосередня дія на мінерал певним реактивом зі спостереженням специфічних наслідків (газовиділення, повне або часткове розчинення, поява характерного забарвлення розчину, поява осаду);

мікрокристалооптичний – утворення характерного кристалічного осаду, який випадає з розчину мінералу в разі додавання певного реактиву;

метод сухих забарвлених реакцій – розтирання порошку мінералу у фарфоровому тиглі з певними сухими реактивами до отримання забарвлення продуктів твердофазових реакцій.

Найбільше поширені у практиці лабораторних мінералогічних досліджень крапельні діагностичні реакції, що дають змогу за характером взаємодії порошку мінералу з реактивами визначати головні компоненти його складу і на цій підставі з'ясувати його видову належність. Є відповідні методичні рекомендації, у яких

наведена ціла серія крапельних діагностичних реакцій на всі катіони і головні радикали найпоширеніших мінералів.

Плівкові діагностичні реакції спостерігають під дією різних реагентів на зерна мінералів у разі охолодження або нагрівання. Зазвичай використовують сильні кислоти. Унаслідок часткового розчинення поверхневих зон зерен мінералу на них утворюються плівки продуктів реакції, забарвлені або безбарвні. Ці реакції є специфічними і дають змогу однозначно діагностувати мінерал.

Мікрокристалооптичні діагностичні реакції широко застосовують у хімічному аналізі для визначення низки елементів. У мінералогічній практиці вони не мають поширення, проте в окремих випадках за їхньою допомогою можна швидко визначити видову належність мінералу.

3. ОПИС МІНЕРАЛІВ ШЛІХІВ

3.1. Мінерали магнітної фракції

Магнітна фракція є найпростішою, в яку входить, головню, магнетит, іноді трапляються титаномангнетит і піротин. Із цінних мінералів у цю фракцію зрідка входить магнітна платина.

Магнетит. $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$: добре зберігається при транспортуванні й може переноситися від корінного джерела на значні відстані. Fe^{2+} частково заміщується Mg; Mn інколи Ni; Fe^{3+} – часто Al і V. Досить часто заміщується TiO_2 . Сингонія кубічна. Трапляється часто у вигляді октаєдрів або ромбододекаєдрів (рис. 7). Часто спостерігається у вигляді неправильних зерен із нерівним або раковистим зломом. Спайність відсутня. Крихкий. Нерідко в одному шліху одночасно наявний магнетит різного ступеня обкатаності й різної форми. Це свідчить про надходження його з різних корінних джерел. Твердість 5,5–6,5, роздавлюється з

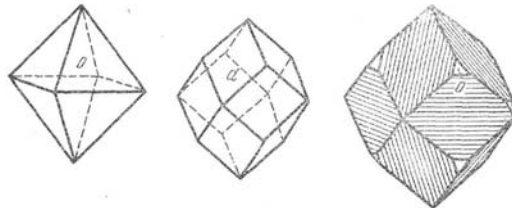


Рис. 7. Магнетит. Форми кристалів.

хрустом. Блиск – від сильного металічного до напівметалічного в окиснених різновидах. При транспортуванні добре обкатується, вкривається плівками мартиту, зрідка – гідроксидами заліза. Супутники: ільменіт, гематит, корунд, турмалін, шпінель, циркон, гранат, монацит. Різновид: титаномангнетит – магнетит, що містить до 25% TiO_2 . Має всі властивості магнетиту.

Магнетит утворюється у відновних умовах, найчастіше при магматичних процесах на контактах під впливом гідротермальних і пневматолітових розчинів, а також під час метаморфічних перетворень осадових родовищ бурих залізняків; трапляється в асоціації з гематитом і багатьма силікатами.

Найбільше практичне значення мають метаморфічні й контактово-метаморфічні родовища.

Це найпоширеніший мінерал шліхів, який трапляється майже повсюди в найрізноманітніших типах розсипів і нерідко становить у них основну частину важкої фракції шліху. Це пов'язано з тим, що його корінні джерела дуже різноманітні: габроїди, карбонатити, скарни, залізисті кварцити. Магнетит визначається у шліхах дуже легко за характерними кристалами у вигляді октаєдрів зі сходи-

ковим зламом і за штрихованими гранями та за магнітністю кристалів, унаслідок чого окремі зерна мінералу агрегуються між собою, утворюючи ланцюжки.

Від ільменіту й інших чорних мінералів відрізняється сильними магнітними властивостями і формою зерен.

Титаномагнетит FeFe_2O_4 з FeTiO_3 , різновидність магнетиту, що містить до 25% TiO_2 . Титаномагнетит – це проростання магнетиту тонкими пластинчастими виділеннями ільменіту. За своїм зовнішнім виглядом і властивостями титаномагнетит майже не відрізняється від магнетиту. Зерна неправильної форми, кутасті, осколкові на зламі. Вторинні плівки бувають представлені оксидами та гідроксидами заліза. Від чистого магнетиту титаномагнетит відрізняється меншою магнітністю. Єдиним надійним критерієм, за яким можна відрізнити магнетит і титаномагнетит, є проведення мікрохімічної реакції на титан.

Піротин $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$. Сингонія гексагональна. У шліхах трапляється досить зрідка, тільки в сучасних відкладах, у районах розповсюдження сульфідних родовищ. Його наявність у сучасних рихлих відкладах свідчить про близькість корінного рудного родовища. У розсипищах спостерігається у вигляді неправильних осколків бронзово-жовтого кольору з томпаково-бурою побіжалістю. При тривалому транспортуванні поверхневими потоками зерна піротину легко окиснюються, механічно стираються і розсіюються. Тв. 3.5–4.5, крихкий, роздавлюється середньо. Сильномагнітний. Чисті незмінені зерна піротину можна макроскопічно легко визначити за бронзовим кольором (добре виділяються серед маси чорних зерен магнетиту). Окиснені зерна піротину, вкриті вторинними плівками гідроксидів заліза, діагностувати набагато важче – вони подібні на пірит і кубаніт. Широко розповсюджений у жильних гідротермальних сульфідних родовищах різних генетичних типів, у скарнах, фальбандах, деяких роговиках, де виділяється разом зі сфалеритом, піритом, халькопіритом та іншими сульфідами. У вигляді вкрапленості трапляється в багатьох глибинних і дайкових основних вивержених породах, а в деяких їхніх типах – норитах, піроксенітах, олівінітах тощо – іноді утворює великі скупчення в асоціації з халькопіритом, пентландитом, магнетитом та іншими мінералами.

Легко зазнає окиснення, вкривається бурими плівками гідроксидів заліза або цілком перетворюється в лімоніт. У зв'язку з цим у розсипищах зберігається рідко, переважно в районах суворого і

холодного клімату, який не сприяє процесам вивітрювання й окиснення.

Піротин утворюється головню при ендегенних процесях. В екзогенних умовах він виникає дуже рідко і відомий в осадових залізних рудах, а також у фосфоритових жовнях. Ендегенні утворення піротину пов'язані з основними виверженими породами і трапляються в тісній асоціації з пентландитом і халькопіритом у так званих мідно-нікелевих сульфідних. Утворення піротину відомі також у контактово-метасоматичних родовищах в асоціації з халькопіритом, піритом, магнетитом, сфалеритом, арсенопіритом і в гідротермальних родовищах в асоціації зі сфалеритом, галенітом, халькопіритом, каситеритом, арсенопіритом тощо. У гідротермальних родовищах трапляються добре утворені кристали піротину.

Від піриту відрізняється чітко вираженими магнітними властивостями і помітно меншим опором роздавлюванню, а також бронзово-бурим кольором на свіжому зламі зерна в його центральних ділянках. Від кубаніту відрізняється нестійкістю до кислот і зазвичай негативною реакцією на Cu .

3.2. Характеристика мінералів електромагнітних фракцій

Звичайно виділяють три електромагнітні фракції – слабкоелектромагнітну, середньоелектромагнітну, сильноелектромагнітну. До сильноелектромагнітної входять мінерали, що мають у своєму складі елементи сімейства заліза (залізо, кобальт, нікель), а також марганець, рідкісні землі. У середньоелектромагнітній фракції домішок сімейства заліза менше, і це головню силікати. У слабкомагнітну фракцію виділяють мінерали, що містять залізо як домішки.

За кольором електромагнітні фракції бувають темними або строкатозабарвленими, що пояснюється переважанню у їхньому складі залізистих силікатів, які мають різне забарвлення. Середня питома вага цих фракцій менша, ніж магнітної фракції, але більша 3,0.

Число рудних мінералів, які входять до складу електромагнітних фракцій, невелике. *Основні рудні мінерали – вольфраміт, різноманітні тантало-ніобати, монацит, ксенотим, уранініт та ільменіт.*

3.2.1. Мінерали сильноелектромагнітної фракції

Ільменіт FeTiO_3 . Широко розповсюджений мінерал. Стійкий в умовах переносу і часто концентрується у значних кількостях, особливо в прибережно-морських розсипищах, а також у деяких

річних їхніх типах, сформованих у процесі перемиву пухкого покриву кори звітрювання різних вивержених і метаморфічних гірських порід. У розсипищах супроводжується цирконом, рутилом, лейкоксеном, брукітом, гематитом, часто монацитом, хромшпінелідом, інколи корундом, шпінеллю, діамантом і деякими іншими абразивно та хімічно стійкими мінералами.

Інколи наявні домішки Mg (пікроільменіт) і Mn. Сингонія тригональна. Спайності немає. Злам раковистий, нерівний. Твердість 5–6. Густина 4,5–5,0. Блиск металічний або металопоподібний, часто з пурпурною побіжалістю. Колір залізо-чорний. Риса чорна. Включення спостерігаються зрідка. Непрозорий. Краї інколи просвічують бурим. Трапляється звичайно в неправильних округлих або

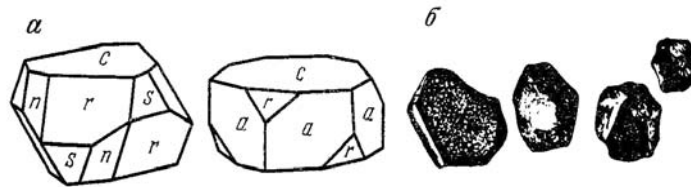


Рис. 8. Ільменіт: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

кутастих зернах; рідше зберігаються плоскі кристали у вигляді шестикутних пластинок зі скошеними краями (рис. 8). Іноді вкривається на поверхні нальотом лейкоксену. Лейкоксен – полімінеральний агрегат, кінцевий продукт зміни ільменіту, рідше титаніту, перовськіту й інших мінералів титану (тонкозерниста суміш рутилу, анатазу, кварцу), колір лейкоксену світло-коричневий, сірий, жовтуватий до білого.

Ільменіт – звичайний мінерал багатьох вивержених порід (наприклад, гранітів, габро та інших). Вміст його зростає в районах розвитку габроїдів і лужних пегматитів. Для діамантоносних районів типоморфний пікроільменіт. У гіпергенних умовах стійкий, переноситься поверхневими потоками на значні відстані від корінних джерел і при цьому добре обкатується. Нагромаджується в розсипищах. Супутники – магнетит, гематит, апатит, сфен, рутил, кіаніт, топаз, ставроліт, монацит.

Визначається за формою кристалів і за лейкоксеновими нальотами. Від магнетиту відрізняється за допомогою постійного магніту. Від хроміту – за формою кристалів і за від’ємною реакцією на Cr.

Міститься ільменіт, головню, в основних вивержених породах: у початкову стадію магматичної кристалізації виділяються дрібні кристали мінералу. Відомі також родовища ільменіту пневматолітового, пегматитового і гідротермального походження, які пов'язані з лужними породами.

Ільменіт трапляється в асоціації з магнетитом, сфеном і рутилом, який інколи утворює в ільменіті мірмекітові виділення.

Гематит Fe_2O_3 . Інколи містить домішки Ті та Mg. Сингонія тригональна. Кристали ромбодрічні або таблитчасті по (0001), часто з'єднані в паралельні або радіально-променисті пучки (залізні троянди). Грані (0001) досить часто мають тонке штрихування (рис. 9). Іноді гронаподібні, сталактитові форми. Утворює двійники по (0001). Спайності немає.

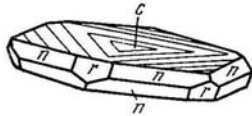


Рис. 9. Гематит.
Форма кристалів.

Іноді спостерігається окремість по (0001) і $(10\bar{1}1)$. Злам нерівний, раковистий. У щільних різновидах крихкий. Тонкі листочки гнучкі. Твердість 5,5–6,5. Густина 4,9–5,3. Близь металічний, іноді матовий полиск. Колір сталевий-сірий або залізо-чорний; у землястих різновидах червонуватий. Різа вишнево-червона, інколи з буруватим відтінком через часткове заміщення гематиту оксидами й гідроксидами заліза. Непрозорий; у тоньких осколках просвічує і має червоний колір. Показник заломлення дуже високий: $n_o=3,01-3,22$; $n_e=2,74-2,94$; $n_o-n_e=0,18-0,28$. Одновісний, від'ємний. У криваво-червоних відмінах спостерігається слабкий плеохроїзм; n_e – жовтувато-червоний; n_o – буро-червоний. У концентрованій НСІ розчиняється важко. Дає реакцію на Fe.

Є звичним мінералом розсипищ. Знахідки гематиту в шліхах практичного значення не мають. Трапляється у вигляді неправильних обкатаних зерен або плоских пластинок із тонким штрихуванням на гранях. Характерною є наявність внутрішніх рефлексів червоного кольору. Легко гідролізується і перетворюється на гетит і гідрогетит.

Родовища гематиту численні та генетично різноманітні. У невеликих кількостях він виділяється углибинних магматичних породах (гранітоїдах, сієнітах, лужних сієнітах, габро) і в пегма-

татах у заключну стадію кристалізації порід. Трапляється в ефузивних породах (переважно кислих і середніх), де виділяється по тріщинках у породі.

Широко розповсюджений у контактово-метасоматичних (скарнових) родовищах в асоціації з кварцом, геденбергітом, андрадитом, піритом, магнетитом.

Трапляється в багатьох жильних гідротермальних родовищах, де його супутниками є карбонати, кварц, барит, магнетит, пірит, хлорит, а також інші мінерали.

У значних кількостях трапляється в породах, що виникли у процесі регіонального метаморфізму – в залістистих кварцитах, деяких гнейсах, кварц-сланцевих сланцях, зрідка у філітах, актиноліт-хлоритових, епідот-гранатових та інших сланцях. Досить часто в жилах альпійського типу, що залягають у метаморфізованих основних породах.

Поширений у багатьох осадових породах, часто у вигляді лінз, що залягають серед мілководних карбонатних осадів, де утворюється за рахунок гідроксидів заліза у процесі діагенезу та метаморфізму відкладів (оолітовий і щільний червоний залізняк).

Хроміт FeCr_2O_4 . Fe^{2+} частково заміщується Mg; Cr заміщується Al і Fe^{3+} з утворенням перехідних різновидів до пікотиту. Сингонія кубічна. Кристалізується в октаедрах. Спайності немає. Злам нерівний. Крихкий. Твердість 5,5. Густина 4,0–4,9. Близько металічний, напівметалічний. Колір залізо-чорний і коричнево-чорний, у тонких осколках просвічує червонуватим. Риса бура. Нерідко містить включення оксидів заліза. Непрозорий, $n=2,07\text{--}2,16$. Ізотропний. У кислотах не розчиняється. Після сплавлення зі сумішшю соди та селітри дає реакцію на Cr з AgNO_3 .

Трапляється у вигляді обкатаних октаедричних або кутастих неправильних зерен. На поверхні зерен часто видно дрібні заглибини та нерівності. У розсипищах зберігається добре та може переноситися на великі відстані від корінних родовищ, при цьому обкатується незначно. Хроміт хімічно стійкий, завдяки чому зерна його чисті, не мають «сорочок» вторинних продуктів; поверхня зерен гладка, блищить, зі слідами корозії.

Походження – ультраосновні вивержені породи. Супутники – магнетит, шпінель, олівін, платина. Різновид – мітчеліт $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$.

Визначають його за чорним кольором, металічним блиском, октаедричною формою кристалів, просвічуванням у тонких оскол-

ках. За зовнішнім виглядом подібний до магнетиту і темнозбарвлених шпінелей. Від магнетиту відрізняється слабкими магнітними властивостями, а від шпінелі – меншою твердістю і непрозорістю.

Хроміт виникає під час магматичних процесів в ультраосновних породах, де утворює вкрапленики та суцільні скупчення в асоціації зі серпентином $Mg_3(OH)_4[Si_2O_5]$, олівіном $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$, хромовими відмінами хлоритів, гранатом, везувіаном, піроксеном, тальком і платиною.

Вольфраміт $(Mn,Fe^{2+})[WO_4]$. Мінерали групи вольфраміту порівняно рідко трапляються в розсипах, вони поширені майже виключно в районах, де є гранітоїди, переважно в делювіальних і ложкових, значно рідше – в річкових відкладах. Завдяки своїй відносно невисокій твердості й хорошій спайності вольфраміт легко стирається в поверхневих умовах і розсіюється. Знахідки вольфраміту в шліхах є цінними у пошуковому сенсі та свідчать про близькість корінних рудних жил. Супроводжується в розсипищах цирконом, монацитом, турмаліном, каситеритом, флюоритом, шеелітом, топазом, іноді золотом, колумбітом, арсенопіритом, піритом і деякими іншими мінералами.

У хімічному сенсі мінерали цієї групи представляють неперервний ізоморфний ряд, крайніми членами якого є ферберит $Fe[WO_4]$ і гюбнерит $Mn[WO_4]$.

Кристалізується в моноклінній сингонії, у призматичному виді симетрії. Обрис кристалів грубо-таблитчастий або сплющено-призматичний. У призматичних кристалах на гранях призми часто спостерігається вертикальне штрихування (рис. 10). Двійники по (100) і (023).

Діагностувати вольфраміт у шліхах досить важко, бо він маскується зернами широко розповсюджених темнозбарвлених силікатів. У розсипищах вольфраміт має вигляд пластинчастих зерен із гострокутними та нерівними границями (рис.10), причому добре спостерігається спайність у двох напрямках.

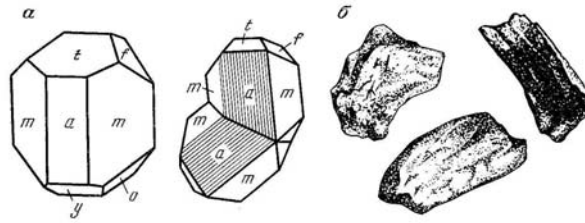


Рис. 10. Вольфраміт: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Колір вольфрамітів різноманітний: від залізо-чорного і бурочорного для суттєво залізистих різновидів до темно-червоно-бурого з характерними внутрішніми рефlekсами по краях і по тріщинках зерен для багатих на Mn гюбнеритів. Колір порошку відповідно варіює від темно-бурого до жовто-бурого. По краях зерен і по тонких пластинках гюбнерити просвічують червоно-бурим, інколи прозорі. Ферберити і вольфраміти непрозорі.

Досить крихкий, роздавлюється легко. Спайність досконала по (010), поверхня зламу по ній дзеркально-гладка або сходинкова. Блиск металоподібний, на площинах спайності дуже сильний алмазний. Твердість 4,5–5,5. Густина коливається від 6,7 (для гюбнеритів) до 7,5 (для ферберитів). Показник заломлення дуже високий: $n=2,1-2,46$ (для літєвого світла). Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,15-0,16$. Оптично двовісний, додатний з $2V=(+)73-90^\circ$.

Частково розчиняється в H_2SO_4 і HCl . Розчин стає синім при додаванні $SnCl_2$ або металічного цинку. При додаванні води синій колір зникає. При сплавленні мінералу зі сумішшю Na_2CO_3 і KNO_3 утворюється зелений або голубувато-зелений сплав, розчин якого у воді після фільтрування від осаду та підкислення дає реакцію на W з родаміном В.

Серед корінних родовищ вольфраміту найбільш розповсюдженими є високотемпературні кварцові жили, генетично пов'язані з лейкократовими гранітами. З вольфрамітом тут асоціюють (разом або нарізно) каситерит, молібденіт, халькопірит, арсенопірит, шееліт, флюорит та інші мінерали.

Друге за розповсюдженням місце займають родовища вольфраміту в грейзенах, де він асоціює з топазом, турмаліном, бериллом, каситеритом, флюоритом, іноді колумбітом, молібденітом.

У невеликих кількостях вольфраміт трапляється у гранітних пегматитах натрієво-літієвого типу, а також у скарнах, де асоціює з шеелітом.

У розсипищах вольфраміт нестійкий. Оскільки він крихкий і має досконалу спайність, то легко подрібнюється і не переноситься на значні відстані від корінних родовищ. У давніх розсипищах, що були піддані процесам звітрювання, зерна вольфраміту на поверхні досить часто вилугуюються і лімонітизуються, нерідко з утворенням жовтуватих кірочок землистого феритунгститу й бурих примазок романешиту.

Подібний до ільменіту, гематиту, колумбіту, темнозбарвленого сфалериту. Від перших трьох мінералів відрізняється досконалою спайністю, яка проявляється при подрібненні зерен у вигляді дзеркально-гладких або сходиноквих поверхонь зламу; від сфалериту вольфраміт відрізняється пластинчастою формою спайних осколків, оптичними властивостями та поведінкою у кислотах.

Колумбіт-танталіт $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$. Неперервний ізоморфний ряд, крайніми членами якого є колумбіт – майже чистий ніабат $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ і танталіт – майже чистий танталат заліза FeTa_2O_6 . Часто містить домішки Sn, W і Ti.

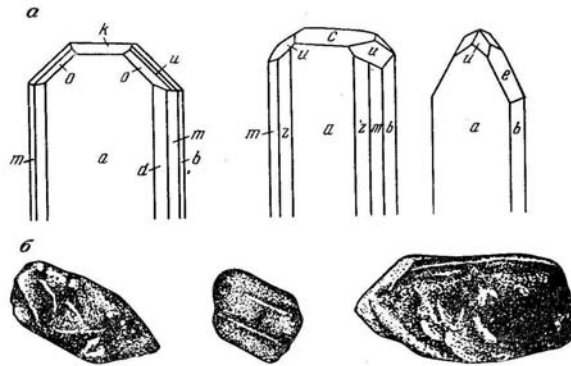


Рис. 11. Колумбіт: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Найбільш розповсюджені ніобієві члени ряду; суттєво танталові трапляються значно рідше.

У розсипищах трапляються майже виключно в районах розповсюдження лейкократових гранітів і гранітних пегматитів. Супроводжуються тут цирконом, монацитом, топазом, каситеритом, флюоритом, турмаліном, іноді вольфрамітом, шеєлітом, арсенопіритом, золотом та деякими іншими мінералами.

Кристалізується в ромбічній сингонії. Утворює короткопризматичні або таблитчасті по (001) кристали. Часто спостерігається прямокутна призма з переважанням пінакоїдів. Іноді призма закінчується гострокутною пірамідою (рис. 11). На площині (100) часто проявляється тонке двійникове штрихування. Утворює серцеподібні двійники та паралельні зростки видовжених таблитчастих кристалів; іноді виділення неправильної форми. Найчастіше колумбіт і танталіт у розсипищах спостерігається у вигляді уламків пластинчастих або призматичних кристалів, а також у вигляді видовжених, плоских чи неправильних зерен, зазвичай різного ступеня обкатаності, зрідка гострокутних.

Спайність по (100) ясна у колумбіту і менше виявляється у танталіту. Злам нерівний. Крихкий. Твердість від 6 (колумбіт) до 6,5 (танталіт). Густина колумбіту коливається від 5,15 до 8,20, залежно від вмісту Ta_2O_5 і Nb_2O_5 . Блиск напівметалічний, інколи досить сильний. Колір мінералів – від залізо-чорного до темно-коричневого, риса – від чорної до червонувато-коричневої та бурої. Непрозорий, але тонькі уламки по краях просвічують червоно-бурий кольором. Часто містить дрібні включення каситериту. Хороший провідник. Показник заломлення високий: $n_g=2,25-2,43$; $n_m=2,28-2,45$; $n_p=2,15-2,26$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,10-0,17$. Двоісний колумбіт оптично від'ємний, танталіт оптично додатний. Іноді виявляє плеохроїзм. У кислотах не розчиняється. Після сплавлення з $K_2S_2O_7$ і розчинення отриманого сплаву в гарячому 1%-ному розчині таніну в 5%-ній H_2SO_4 виділяє червоно-бурий (для колумбіту) або жовтий (для танталіту) осад. Дає плівкову реакцію з $K_2S_2O_7$.

У дрібних зернах подібний до вольфраміту, ільменіту, ортиту, темнозабарвленого каситериту, ешиніту і фергусоніту. Від ільменіту відрізняється видовженою формою зерен, наявністю спайності і червоно-бурими внутрішніми рефlekсами; від ортиту – метало-подібним блиском, темним кольором порошку, високими показниками заломлення та винятково сильним двозаломленням; від

ешиніту, фергусоніту й інших тантало-ніобатів рідкісних земель – анізотропією, наявністю спайності; від вольфраміту – значно гіршою спайністю, значним опором роздавлюванню, прямим погасанням зерен щодо тріщинок спайності й реакцією на Nb; від каситериту кольором порошку, оптичними властивостями й негативною реакцією на Sn (з HCl на цинковій пластинці).

Більшість корінних родовищ колумбіту й танталіту тяжіють до гранітних пегматитів двох типів: рідкісноземельних і натрієво-літєвих.

У рідкісноземельних пегматитах більш розповсюджені різновиди з підвищеним вмістом Ta_2O_5 і FeO (танталіти, танталісти колумбіти). Тут вони асоціюють із цирконом, уранінітом, самарськітом, гадолінітом, ортитом, монацитом. У натрієво-літєвих пегматитах особливо важливих для цієї групи мінералів родовищ нерідко трапляються суттєво ніобієві різновиди (колумбіти), що досить часто характеризуються підвищеним вмістом MnO. Вони пов'язані з зонами альбітизації в тілі жил і асоціюють тут із вторинним альбітом, сподуменом, амблігонітом, триплітом та іншими фосфатами Li, Mn і Fe, апатитом, лепідолітом, берилом, поліхромним турмаліном, часто з каситеритом, самарськітом, топазом, флюоритом. Інколи колумбіт виявляють як вкраплення в турмалінізованих і мусковітізованих гранітах, а також грейзенах.

3.2.2. Мінерали середньоелектромагнітної фракції

Олівін ($Fe,Mg)_2[SiO_4]$. У розсипищах олівін відносно рідкісний. У сучасних відкладах трапляється в районах розповсюдження

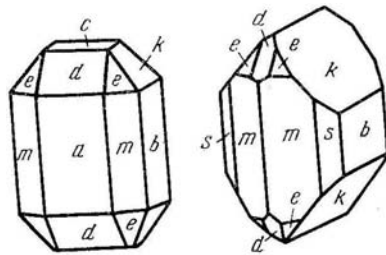


Рис. 12. Олівін. Форми кристалів.

основних і ультраосновних вивержених порід, головню в областях суворого клімату, який не сприяє процесам хімічного вивітрювання. В інших кліматичних умовах зберігається погано. Трапляється безпосередньо біля виходів материнських порід.

$Mg_2[SiO_4]$ – форстерит, $Fe_2[SiO_4]$ – фаяліт. Олівін містить домішки

TiO_2 , рідко Sn і Ni. Сингонія ромбічна; кристали трапляються зрідка, мають короткостовпчастий і сплющений обрис (рис. 12); звичні зернисті агрегати. Колір від блідо-зеленувато-жовтого через буро-зелений до оливково-зеленого та майже чорного. Блиск скля-

ний, полиск масний. Твердість 6–7; мінерали крихкі, але роздавлюються із зусиллям. Спайність ясна по (010) та слабка по (100). Злам сходиноквий, нерівний, раковистий. Густина 3,0–3,5, зростає з підвищенням вмісту заліза. Риса безколірна. Досить часто містить включення магнетиту, шпінелі, апатиту. Поганий провідник електрики. Від прозорого до напівпрозорого. Високий показник заломлення, який змінюється залежно від вмісту Fe: $n_g=1,65-1,73$; $n_m=1,66-1,68$; $n_p=1,63-1,69$. Високе двозаломлення: $n_g-n_p=0,035-0,044$. Оптично двовісний, додатний або від'ємний залежно від вмісту Fe. $2V$ збільшується з підвищенням вмісту FeO: при невеликих кількостях Fe $2V=70-90^\circ$, при 13% FeO $2V=90^\circ$, при більш значному вмісті FeO $2V$ перевищує 90° і оптичний знак мінералу стає від'ємний. Дисперсія слабка, $r < v$. Неплеохроїчний. Розчиняється в HCl з виділенням SiO₂ під час випарювання.

У шліхах мінерали групи олівіну трапляються зрідка і переважно в районах розвитку гіпербазитів, до яких часто тяжіють прояви хромітів і платиноїдів. Відмічаються також у зв'язку з базальтами і трапами. У районах розповсюдження базальтів у шліхах можуть бути виявлені гарні золотисто-зелені різновиди «чистої води», які називають хризолітами (ювелірні камені). Мінерали асоціюють із хромшпінелідами, платиноїдами, а також гранатами, гідроксидами заліза, амфіболами. Зерна олівіну нестійкі та зазвичай тріщинуваті, замутнені, мають сліди корозії; по тріщинах або на їх поверхні видно виділення вторинних мінералів (серпентин, хлорит, лімоніт). Нерідко у продуктах зміни олівіну виявляють тальк, карбонати, гідроксиди заліза і халцедон. Форма зерен таблитчаста, кутаста, неправильна. Олівіни трапляються у шліхах поблизу корінних джерел і при подальшому транспортуванні розтріскуються, подрібнюються та розсіюються.

Діагностика мінералів групи олівіну досить важка, оскільки зовні вони подібні до епідоту, діопсиду й інших силікатів. Олівін відрізняється забрудненістю зерен, тріщинуватістю, нерівною з'їденою поверхнею. Його надійно визначають за оптичними властивостями. Від діопсиду відрізняється великим і зазвичай від'ємним кутом оптичних осей, а також прямим погасанням щодо спайних обмежень зерен. Від епідоту олівін найбільш просто відрізняється за відсутністю характерного для епідоту аномального інтерференційного забарвлення.

Більшість мінералів групи олівіну генетично пов'язані з основними й ультраосновними виверженими породами, де олівін

часто є важливим породотвірним мінералом. Він розповсюджений у базальтах, олівінових габро та норитах, перидотитах і дунітах, де асоціює з ромбічним і моноклінним піроксеном, хромшпінелідом і магнетитом. Як головний породотвірний мінерал трапляється (переважно форстерит) в олівінітах в асоціації з титаномагнетитом і часто перовськітом.

Форстерит трапляється також у жильних пневматоліто-гіпотермальних утвореннях, генетично пов'язаних із масивами піроксенітів і йолітів: апатит-форстерито-магнетитових, кальцито-форстерито-флогопітових і деяких інших породах, де, крім названих мінералів, наявний кліногуміт. Відомий олівін і в багатьох скарнових родовищах, а також у мармурах і деяких метаморфічних сланцях, що виникли у процесі метаморфізму серпентинітів.

Група гранатів. До неї належать алюмосилікати Fe, Mg, Ca, Mn, що мають загальну формулу $A_3B_2[SiO_4]$, де $A=Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}$; $B=Al, Fe^{3+}, Cr, Ti, Mn^{3+}$ та утворюють неперервні ряди взаємопов'язаних мінеральних видів. Мають домішки Zr, V, Ta, Nb, Sn, B, Be, Y.

Розповсюджені досить широко, трапляються практично в кожному шліху в досить великих кількостях, будучи одними з основних шліхотвірних мінералів.

Сингонія кубічна; кристали досить добре огранені та багаті на прості форми, їхні грані рівні або скульптурні. Кристалізується звичайно в ромбододекаедрах, тетрагон-триоктаедрах або в їхній комбінації з іншими простими формами кубічної сингонії (рис. 13), часто в неправильних виділеннях.

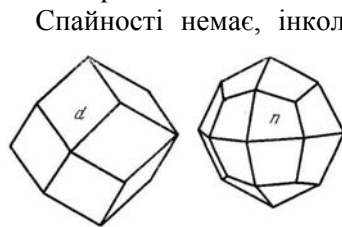


Рис. 13. Гранат. Форми кристалів.

Спайності немає, інколи вона недосконала по (110). Злам нерівний, інколи до раковистого. Твердість – 6,5–7,5; крихкий, але роздавлюється важко. Густина коливається залежно від складу в межах 3,3–4,3. Блиск скляний, полиск масний. Колір дуже різноманітний: червоний, малиновий, бурий, жовтий, зелений, чорний, білий. Мінерали прозорі, але коли є багато включень або багато вторинних продуктів, – просвічують погано. Містить включення залістистих мінералів, кальциту, везувіану, кварцу. Поганий провідник електрики. Не люмінесціює. Показник заломлення високий, змінюється залежно від складу: $n=1,705–2,00$. Ізотропний: часто спостерігається незвичне подвійне залом-

лення, що пояснюється внутрішніми напруженнями. У кислотах майже не розчиняється. Властивості основних різновидів групи гранатів наведені в таблиці.

У шліхах гранати трапляються досить часто завдяки різноманітним генетичним типам їх корінних джерел. Найширше розповсюджений альмандин, трохи рідше – спесартин. Деякі різновидності гранатів становлять пошуковий інтерес, оскільки супроводжують діаманти (піроп), рідкіснометальні пегматити (спесартин), скарни, що мають рідкіснометальну та поліметальну мінералізацію (адрадит). Досить стійкі в гіпергенних умовах, транспортуються на значні відстані від корінних джерел. Можуть нагромаджуватись у розсипищах. Зерна гранату в шліхах неправильні, кутасті, осколкові, мають раковистий злам. Поверхня їх чиста, гладка. Часто зберігаються добре огранені кристали. У разі далекого транспортування зерна гранатів обкатуються, стають круглими, тріщинуватими, з нерівною матовою поверхнею, на якій видно ямки та подряпини.

Гранат легко діагностувати за рожево-червоним кольором, формою кристалів, дуже високою твердістю. Характерними є темні вrostки ільменіту, магнетиту і розвиток лускуватих виділень вторинного хлориту. Іноді діагностику гранатів підтверджують оптично за ізоτροпністю і високим показником заломлення.

Піропи й альмандино-піропи утворюються в умовах досить високих тисків у природних системах, багатих на MgO і бідних на кремнекислоту. Відомі два типи корінних родовищ цих мінералів – магматичний і метаморфічний.

У родовищах першого типу піроп приурочений до ультраосновних високомагнезійних екструзивних порід – кімберлітів, перидотитів (зрідка олівінових базальтів), де він частково наявний у вигляді ксенокристалів і частково, можливо, як первинний мінерал. Для піропів із родовищ цього типу характерний найбільший вміст MgO і підвищений вміст Cr₂O₃, що інколи сягає 5%. Мінералами-супутниками тут є магноільменіт, діопсид, хромдіопсид, олівін, магнетит, шпінель, перовськіт, зрідка рутил та деякі інші. У метаморфічних породах розповсюджені альмандинопіропи, що інколи містять менше 60% магнезійного компонента. Вони трапляються в еклогітах і близьких до них породах глибоких зон метаморфізму, де супроводжуються глиноземистими піроксенами, роговою обманкою, сапфірином, шпінеллю, інколи дистеном і рутилом.

Альмандин є типовим мінералом метаморфічних порід і трапляється іноді як породотвірний компонент у багатьох гнейсах, гранат-амфіболітових, гранат-біотитових кристалічних сланцях, у гранатових амфіболітах, гранулітах і еклогітах. Для цієї групи порід характерні альмандин і піропо-альмандин, і при зростанні ступеня метаморфізму порід склад гранатів зазвичай змінюється, збагачуючись піроповим і гросуляровим компонентами (в еклогітах). В уламкових відкладах і розсипах нестійкий; при руйнуванні переходить у гідрохлорити, мінерали групи палигорськіту, монтморилоніт і гідроксиди заліза й алюмінію.

Основні відміни мінералів групи гранатів

Відміна	Колір (забарвлення)	Густина (г/см ³); показник заломлення	Супутники	Материнська порода
Гросуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Зелений різних відтінків, інколи безбарвний	3,53; 1,735–1,780	Амфіболи, діопсид, цоїзит, титаніт	Метаморфізований вапняк, сланець, сієніт
Гесоніт залістий гросуляр	Коричневий	1,780	–	–
Піроп $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Від оранжево-червоного до темно-червоного	3,51; 1,705–1,736	Діамант, олівін, хроміт, магнетит, ільменіт, енстатит	Кімберліт, перидотит і супутні їм ультраосновні породи
Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Фіолетово-червоний	4,25; 1,770–1,820	Мусковіт, скаполіт, турмалін, апатит, рогова обманка	Слюдяний сланець, гнейс, амфіболіт
Спесартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$	Рожевий до оранжево-червоного та червоно-коричневого	4,18; 1,805–1,815	Мусковіт, залісті мінерали, турмалін, сфен	Пегматит, слюдяний сланець, кварцит
Андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$	Червоно-коричневий, бурий до чорного	3,75; 1,850–1,890	Піроксени, амфіболи, слюда, магнетит	Вапнякові скарни
Демантоїд прозора відміна андрадиту	Зеленкувато-жовтий, до смарагдово-зеленого	–	–	–
Меланіт (відміна андрадиту)	Чорний, тьмяний або блискучий	3,75	Як у андрадиту	Як у андрадиту
Шорломіт $\text{Ca}_3(\text{Al,Fe,Ti})_2[(\text{Si,Ti})\text{O}_4]_3$	Чорний	3,81–3,88; 1,90–2,01	Як у андрадиту	Як у андрадиту
Уваровіт $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$	Смарагдово-зелений	3,41–3,52; 1,85–1,87	Магнетит, ільменіт, хроміт, олівін, піроксен, епідот, шпінель, амфіболи	Ультраосновні породи, особливо такі, як серпентинізовані дуніти

Група піроксенів. Мінерали цього сімейства широко розповсюджені в уламкових породах і розсипищах, переважно в геологічно молодих та сучасних утвореннях. До цієї групи входять силікати й алюмосилікати Ca, Mg, Fe, Na, серед яких відрізняють ромбічні та моноклінні піроксени. З їхнього числа у шліхах найчастіше трапляються: енстатит, гіперстен (ромбічні) та діюксид, геденбергіт, авгіт, (моноклінні) піроксени.

Ромбічні піроксени

Енстатит $Mg_2[Si_2O_6]$. Зазвичай містить домішки Fe, який ізоморфно заміщує Mg. Сингонія ромбічна. Кристали призматичного габітусу, інколи утворює пластинчасті або зірчасті двійники. Спайність досконала по (110) та (010), менш досконала по (100). Злам нерівний. Твердість 5–6. Густина 3,1–3,3. Близьк скляний. Колір сірий, жовтуватий, зеленкуватий. Риса безбарвна. Поганий провідник електрики. Прозорий. Показник заломлення високий, змінюється залежно від вмісту заліза. $n_g=1,660-1,680$; $n_m=1,654-1,674$; $n_p=1,652-1,668$, $2V=69-72^\circ$. Двозаломлення низьке: $n_g-n_p=0,008-0,011$. Оптично двовісний, додатний. Дисперсія слабка, $r > v$. Плеохроїзм слабкий, підсилюється зі збільшенням вмісту заліза: n_p – жовтий, n_m – бурувато-жовтий; n_g – зелений. У кислотах не розчиняється.

Трапляється в розсипищах у неправильних зернах, зрідка зберігаються призматичні кристали. Серед інших мінералів енстатит виділяється брудно-зеленим забарвленням, скляним блиском або перламутровим полиском на площинах спайності. Походження основні й ультраосновні вивержені породи, зрідка метаморфізовані осадові породи. Супутники – олівін, апатит, піроксени й амфіболи. Різновидність – бронзит – залізистий енстатит із зеленкуватим або коричнюватим забарвленням.

Подібний до гіперстену, від якого відрізняється більш низькими показниками заломлення та двозаломлення, слабким плеохроїзмом і додатним оптичним знаком.

Гіперстен $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$ залізисто-магнезіальний піроксен. Сингонія ромбічна. Кристали короткопризматичні, таблитчасті по (100) або (010); звичні щільні неправильні утворення. Спайність досконала по (110), хороша по (010) та зрідка по (100). Злам нерівний. Крихкий. Твердість 5–6. Густина 3,3–3,5. Колір коричнево-зелений, сірувато-зелений, оливковий, коричневий. Риса сірувата, коричнево-сіра. Часто містить дрібні включення залізистих мінералів. Слабомагнітний. Прозорий, залізисті відміни

частково прозорі. Показник заломлення високий: $n_g=1,69-1,77$; $n_m=1,69-1,76$; $n_p=1,68-1,75$, $2V=80^\circ$ (зменшується зі збільшенням вмісту Fe). Двозаломлення середнє: $n_g-n_p=0,010-0,013$. Оптично двовісний, від'ємний. Плеохроїзм сильний, особливо у відмінах із великим вмістом Fe: n_p – рожевий або червоний; n_m – жовтий; n_g – зелений. Деякі відміни розчиняються в HCl.

Трапляється у призматичних зернах, які досить часто містять значну кількість темних включень. Походження – трахіти, андезити, норит, габро та інші основні й ультраосновні вивержені породи. Супутники – інші піроксени. У невеликих кількостях гіперстен інколи трапляється в кислих породах – гранітах, гранодіоритах, а також у деяких монцонітах. Із метаморфічних порід гіперстен інколи трапляється в деяких гнейсах, граніто-гнейсах і кристалічних сланцях, характерних для докембрійських кристалічних комплексів. Гіперстен із цього типу порід у розсипищах асоціює з альмандином, дистеном, ставролітом, силіманітом, рутилом, діопсид-геденбергітом, зелено-бурою глиноземистою роговою обманкою та деякими іншими мінералами.

Визначають його за коричнево-зеленим кольором і зовнішнім виглядом зерен. Перевіряють за оптичними константами.

Моноклінні піроксени

Діопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – кальцієво-магнезійний піроксен. Сингонія моноклінна. Кристали призматичні, рідше табличчасті. Іноді двійники по (100) або по (001). Спайність ясна по (110), іноді по (100) і (010). Злам нерівний. Твердість 5–6. Густина 3,27–3,38. Блиск скляний, інколи із масним полиском. Колір білий, блідо-зелений, сірий, жовтуватий; іноді темно-зелений, майже чорний або синій. Часто безколірний. Риса біла. У катодних променях люмінесцює червоним або жовтим кольором. Показник заломлення високий: $n_g=1,694-1,707$; $n_m=1,671-1,686$; $n_p=1,664-1,681$; $2V=58-60^\circ$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,023-0,031$. Оптично двовісний, додатний, $cn_g=38-45^\circ$. Легка дисперсія бісектрис $r > v$. Плеохроїзм відсутній. У кислотах не розчиняється.

Зазвичай трапляється у вигляді уламків кристалів, неправильних видовжених зерен, частково або повністю обмежених поверхнями спайності, а також у вигляді добре обкатаних видовжених безбарвних, сіруватих або зеленуватих зерен. Часто містить включення ільменіту, магнетиту й апатиту.

Приурочений до основних та ультраосновних (іноді підвищеної лужності) глибинних порід – габро, піроксенітів, перидо-

титів; рідше трапляється в породах гранітного складу та в деяких лужних породах. У породах нормального ряду діопсид асоціює з олівіном, магнетитом, титаномагнетитом, шпінеллю, буро-зеленою роговою обманкою, ільменітом. У лужних породах асоціює з егірином, титанистим гранатом, магнетитом, титаномагнетитом, часто перовськітом. Широко розповсюджений діопсид у контактово-метасоматичних утвореннях – скарнах, де він нерідко є головним породотвірним мінералом і асоціює з кальцієво-залізистими гранатами, епідотом, актинолітом, сульфідами заліза та міді, шеелітом. Різновид – хромдіопсид, який містить цілі проценти Cr_2O_3 . Хромдіопсид найчастіше трапляється в кімберлітах, де наявний у ксенолітах еклогітоподібних порід в тісній асоціації (часто в зростаннях) з піропом, ільменітом, хромпикотитом.

Визначають за блідим забарвленням і формою зерен. Перевіряють за високими показниками заломлення та двозаломлення і за кутом погасання. Інколи подібний до дистену, від якого відрізняється трохи нижчим показником заломлення та високим двозаломленням і великим кутом погасання.

Геденбергіт $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – залізо-кальцієвий піроксен, кінцевий член ізоморфного ряду діопсид-геденбергіт. Сингонія моноклінна. Кристали призматичні, часто радіально-променисті агрегати кристалів. Спайність по призмі (110). Злам нерівний. Твердість 5,5–6. Густина 3,5–3,6. Блиск скляний. Колір темно-зелений до зеленкувато-чорного. Риса світло-сіра з зеленкуватим відтінком. Не люмінесціює. Прозорий. Показник заломлення високий: $n_g=1,738–1,757$; $n_m=1,732–1,745$; $n_p=1,711–1,739$; $n_g-n_p=0,018–0,027$. Оптично двовісний, додатний. $2V=60^\circ$. У кислотах практично не розчиняється.

Трапляється в темно-зелених уламках призматичних кристалів, різного ступеня обкатаності. Часто містить включення ільменіту, магнетиту й інших мінералів. У процесі утворення розсипищ легко руйнується і не переноситься на великі відстані. Походження – основні й ультраосновні породи; контактово-метаморфічні породи, гнейси, сланці. Супутники – інші піроксени й амфіболи, гранати, епідот та ін.

Визначається за темно-зеленим кольором і тичкуватими кристалами; перевіряється за оптичними константами.

Авгіт $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ – глиноземистий піроксен непостійного складу, іноді містить домішки лугів і Ті. Сингонія моноклінна. Кристали призматичні та грубоаблітчасті; часто утво-

рює двійники по (100). Спайність по (110) хороша. Злам нерівний. Твердість 5–6. Густина 3,2–3,6. Блиск скляний, іноді масний полиск. Колір чорний, зелений, чорнувато-зелений, зрідка коричневий і жовтувато-сірий. Риса біла, зеленкувата. Показник заломлення дуже високий: $n_g=1,710-1,724$; $n_m=1,692-1,706$; $n_p=1,682-1,700$; $2V=50-61^\circ$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,024-0,026$. Оптично двовісний, додатний. Відмінам, що містять великі кількості Fe та Ti, притаманний плеохроїзм: n_g – зеленкувато-жовтий або червонуватий; n_m – бурувато-червоний або фіолетовий; n_p – зеленкувато-жовтий або червонуватий. Дисперсія: $r > v$. У кислотах зазвичай не розчиняється.

Трапляється у шліхах у вигляді обкатаних короткопризматичних кристалів або неправильних зерен. Зазвичай зазнає змін і з поверхні мутніє. Інколи містить темні залізисті включення. Досить легко руйнується і перетворюється в різноманітні амфіболи.

Походження – основні ефузивні та жильні породи: базальти, андезити, пікрити, зрідка трапляється в габро, сієнітах, у силікатних мармурах і скарнах. Супутники – інші піроксени й олівін. Якщо походить із метаморфічних порід, то часто асоціює з амфіболами, скаполітом, везувіаном, гранатом, апатитом. Відміни: титанавгіт – містить до 4–5% TiO_2 , пов'язаний з лужними ефузивними породами (лужними базальтоїдами, піритами, нефелінітами); хромавгіт – яскраво-зелена відміна, що містить до 3% Cr_2O_3 і до 7,5% Al_2O_3 з олівінових порід.

Визначають за кольором та оптичними властивостями. Від подібного до нього діопсиду відрізняється трохи вищим показником заломлення та слідами поверхневого руйнування; зерна діопсиду зазвичай краще зберігаються.

Егірин $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ – лужно-залізистий піроксен. Сингонія моноклінна. На відміну від піроксенів ряду діопсиду, для егіринів характерний довгопризматичний (до голчастого) обрис кристалів, стовпчасті або тичкуваті форми уламків зерен, що зберігаються навіть при досить тривалому їхньому обкатуванні. Характерне різке вертикальне штрихування призматичних граней, що часто переходить у сходинковість.

Крім кристалів і поодиноких зерен, утворює зростки променистої або волокнистої будови. Спайність видно по призмі під кутом близько 87° , інколи спостерігається окремість по (010) або (001). Злам нерівний, на закінченні зерен раковистий, іноді скалковий. Твердість 5,5–6. Густина 3,40–3,60. Блиск сильний скляний, на

гранях темнозабарвлених кристалів інколи металопоподобний. Колір зелений різноманітних відтінків від чорно-зеленого темного до бурувато-зеленого. Просвічує, іноді прозорий, $n_g=1,780-1,825$; $n_m=1,768-1,770$; $n_p=1,740-1,775$; $n_g-n_p=0,040-0,052$. Двовісний, від'ємний. Плеохроїзм чіткий: n_g – зеленкуватий, жовтуватий, світлий зеленувато-бурий; n_p – трав'яно-зелений, буро-зелений, іноді бурий. У кислотах розчиняється важко.

У розсипищах трапляється досить рідко, зазвичай у вигляді уламків агрегатів кристалів із характерним вертикальним штрихуванням на гранях. Походження – лужні породи – нефелінові сієніти, фоноліти й інші контактово-метасоматичні породи. Супутники – лужні рогові обманки, евідіаліт, сфен, апатит, ільменіт, циркон. Відміни: акміт – гострокутні кристали, що містять Fe, Ti і Al; егірин-авгіт, егірин-діопсид, егірин-геденбергіт – проміжні за складом відміни неперервних ізоморфних рядів, наявні між егірином та іншими мінералами.

За зовнішнім виглядом егірин найбільш подібний до рогової обманки; в уламках кристалів бурий егірин можна сплутати з турмаліном. Легко відрізняється від цих мінералів оптичними властивостями – високими показниками заломлення, схемою плеохроїзму.

Амфіболи. Серед мінералів розсипищ амфіболи за своєю розповсюдженістю займають одне з перших місць. Вони трапляються повсюдно й у значних кількостях, особливо в четвертинних і сучасних обломкових відкладах, що формуються в районах розповсюдження метаморфічних комплексів. Широке розповсюдження і значні місцеві концентрації амфіболів характерні також для ділянок, де проявлений основний магматизм і особливо для районів розвитку інтрузій габро-перидотитової формації.

У районах з іншою геологічною будовою амфіболи в розсипищах розповсюджені нерівномірно, іноді спорадично. В цьому випадку звичайно відмічається різноманіття видового складу та значні варіації збереженості й обкатаності зерен амфіболів, що надходять у річні відклади як із місцевих первинних джерел, так і з різновікових осадових товщ.

З амфіболів типовою для шліхів є рогова обманка, рідше трапляється актиноліт; інші представники цієї групи у шліхах досить рідкісні.

Рогова обманка $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Al,Fe}^{3+},\text{Ti})_5(\text{OH,F,Cl,O})_2[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2$. Сингонія моноклінна. Видовжені призматичні або голчасті кристали (рис. 14). Спайність досконала по (110), окремість по (010). Злам нерівний. Твердість 5,5–6. Густина 3,1–3,3; змінюється залежно від складу. Блик скляний, у непрозорих чорних рогових обманках смолистий полиск. При роздавлюванні спайні виколки мають стовпчастий обрис або неправильну форму (на

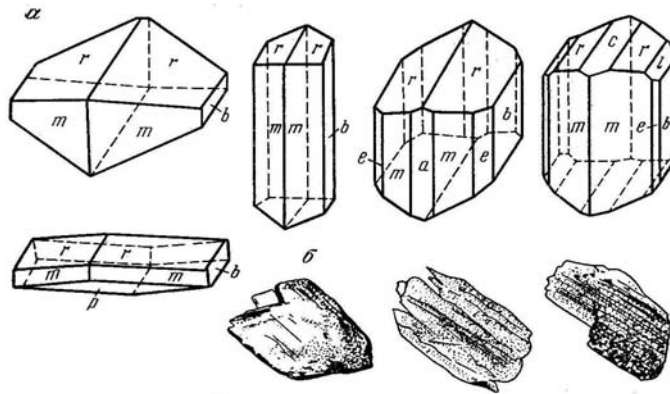


Рис. 14. Рогова обманка: *a* – форми кристалів, *б* – форми зерен у розсипищах.

відміну від актиноліту), але зазвичай більш видовжені порівняно з виколками діопсид-авгіту й авгіту. Колір брудно-зелений, чорно-зелений, буро-зелений, темний зелено-бурий, іноді чорний, також темно-бурий і коричнево-бурий. Нерідко забарвлення зональне, більш темне у внутрішніх частинах зерен; іноді буре в центральній частині та світло-зеленкувато-буре по краях зерен. У порошок блідо-зелене або бурувате. Звичайно просвічує лише в тоньких уламках і по краях зерен, інколи мінерал прозорий. Є слабким провідником електрики. Високий показник заломлення: $n_g=1,653-1,697$; $n_m=1,647-1,685$; $n_p=1,635-1,670$. Двозаломлення високе або середнє. Оптично двовісна, від'ємна. $cn_g=15-25^\circ$. Плеохроїзм змінюється; максимальна абсорбція в напрямку, паралельному n_g ; n_p – жовтий або блідо-зелений; n_m – солом'яно-жовтий або жовто-зелений; n_g – бурий або темно-зелений. Дисперсія: $r < v$. У кислотах не розчиняється.

Трапляється в призматичних або тичкуватих кристалах із виразною спайністю по видовженню. У грубих зернах спостерігається плеохроїзм.

Рогові обманки утворюються в умовах порівняно невисоких температур, але підвищених тисків. Походження – магматичні та метаморфічні породи, такі як граніти, сієніти, діорити й відповідні їм ефузиви. Роговообманкові сланці. Супутники – піроксени, слюди, сфен, апатит.

За зовнішнім виглядом і кольором зерен рогова обманка подібна до турмаліну, егірину, авгіту. Від перших двох мінералів легко відрізняється характером спайності. При акуратному роздавлюванні між двома предметними скельцями зерна рогової обманки розпадаються по спайності на дрібні тоненькі голочки. Від авгіту відрізняється за оптичним знаком, помітним плеохроїзмом, значно меншим, ніж у авгітів, кутом погасання.

Актиноліт $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5(\text{OH,F})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$ вапняково-магнезіально-залізистий амфібол. Сингонія моноклінна. Тонкопризматичні або стовпчасті кристали. Досить звичні паралельні та променисті зростки голчастих індивідів, іноді азбестоподібні та щільні сплутано-волоконисті агрегати. Спайність досконала по (110) (по призмі під кутом 124 та 56°). Злам нерівний. Твердість 5–6. Густина 3,1–3,3. Блиск скляний. Колір від яскраво-зеленого до сірувато-зеленого, інколи жовтуватий. Прозорий або просвічує по краях зерен. Риса безбарвна. Нерідко містить включення залізистих мінералів. Помірний провідник електрики. В катодних променях іноді люмінесціює жовтим кольором. Показник заломлення високий: $n_g=1,638-1,677$; $n_m=1,630-1,650$; $n_p=1,614-1,658$. $2V$ великий. Двозаломлення середнє: $n_g-n_p=0,024-0,027$. Оптично дво-вісний, від'ємний. $cn_g=10-20^\circ$. Плеохроїзм ясний, підсилюється з підвищенням вмісту заліза; n_g – зелений; n_m – жовтувато-зелений; n_p – блідо-жовтий. Дисперсія: $r > v$. У кислотах не розчиняється.

Трапляється у призматичних кристалах або волоконистих агрегатах, із чітко вираженою спайністю по видовженню. Іноді в зернах різної обкатаності. Плеохроїзм відмічається у грубих зернах.

Первинні родовища амфіболів ряду актиноліту тяжіють до метаморфічних порід. Як породотвірні мінерали вони наявні (головним чином актиноліт) в різних типах «зелених» сланців: епідото-альбіто-актинолітових, альбіто-актиноліто-хлоритових та інших, що виникають у процесі метаморфізму вулканогенних і вулканогенно-осадових порід. В асоціації з гранатами, воластонітом, діопсидом, епідотом, магнетитом і сульфідами. У значних кількостях актиноліт утворюється в процесі гідротермальної зміни основних порід: габро, габро-діабазів, діоритів, польвошпатових

піроксенітів та інших, виникаючи за рахунок моноклінних піроксенів, рогової обманки, іноді олівіну та плагіоклазу. Для актиноліту з родовищ цього типу характерна асоціація в розсипищах з епідотом, цоїзитом, лейкоксеном, ільменітом, магнетитом і титаномагнетитом.

Визначають за зовнішнім виглядом. Перевіряють за оптичними властивостями. Характерною особливістю актиноліту, як і всіх інших амфіболів, є досконала спайність по видовженню, що відрізняє його від інших зелених мінералів, які трапляються у шліхах. Якщо амфібол роздавити на предметному склі акуратним натисканням іншим склом, він подрібнюється на тоненькі голочки.

Ортит $(Ca,Ce)_2Fe_2AlO(OH)[SiO_4][Si_2O_7]$. Відміна епідоту, що містить рідкісні землі. У його складі наявні елементи церієвої групи (Ce, La, Nd, Pr), іноді в незначних кількостях метали ітрієвої групи і торій. Рідкісний мінерал у шліхах, але можна знайти повсюдно в незначних кількостях у складі пухких відкладів з районів розвитку гранітоїдів; крім того, характерний для пляжних відкладів. Знахідки ортиту в шліхах мають практичне значення під час пошуків корінних родовищ рідкісних земель.

Сингонія моноклінна. За формою кристалів подібний до епідоту. В розсипищах трапляється у вигляді подовгастих або неправильних кутастих, зрідка обкатаних зерен, а також у вигляді уламків кристалів. Кристали таблитчасті по (100) або витягнуті по (010). Спайність по (100) та (001) неясно виражена. Злам нерівний. Твердість 5,5–6. Густина 3,0–4,20. Блиск скляний, полиск смолистий. Колір смоляно-чорний, буро-чорний. У порошок бурувато-сірий. У тоненьких осколках і по краях зерен іноді просвічує бурим. Риси не дає. Оптичні властивості досить мінливі. Показник заломлення високий: $n_g=1,66-1,80$; $n_m=1,65-1,78$; $n_p=1,64-1,77$. $2V$ великий. Двозаломлення різне. Іноді ізотропний. Такі змінені ізотропні відміни мають нижчу густину та менший показник заломлення. Часто мінерал є неоднорідною сумішшю чистого та зміненого. Оптично двовісний, від'ємний. Сильний плеохроїзм: n_g – зеленувато-бурий; n_m – червоно-бурий; n_p – буро-жовтий. Сильна дисперсія, $r > v$. Деякі відміни розчиняються у HCl з виділенням гелеподібного SiO₂. Радіоактивний.

Ортит досить широко розповсюджений у деяких гранітах, гранодіоритах і сієнітах, іноді в діоритах і габро-діоритах. У цих породах є акцесорним мінералом й асоціює з біотитом, цирконом, магнетитом і сфеном. Трапляється в багатьох сієнітових і гранітних

пегматитах. Особливо часто в рідкісноземельному їх типі, де супроводжується уранінітом, ксенотимом, магнетитом, іноді гранатами спесартин-альмандинового ряду, апатитом, фергусонітом і монацитом.

Як новоутворення часто трапляється у гнейсах (особливо в мігматизованих їх відмінах), амфібол-біотитових та інших кристалічних сланцях, а також у деяких філітах. Для цього типу родовищ характерна спільна наявність ортиту й епідоту, який часто містить включення ортиту або утворює облямівки навколо виділень останнього.

За зовнішніми ознаками та деякими фізичними властивостями ортит подібний до чорної рогової обманки, турмаліну, шорломіту, гадолініту, а також до фергусоніту, ешиніту й деяких інших тантало-ніобатів. Від більшості названих мінералів відрізняється за оптичними властивостями; важче відрізнити від гадолініту. Ізотропізований гадолініт має значно вищий показник заломлення (до 1,780) ніж звичайний ізотропний ортит. Від численних тантало-ніобатів ортит відрізняється за кольором порошку (значно світлішим, ніж у тантало-ніобатів), за показником заломлення (у більшості тантало-ніобатів $N > 2$), а також за від'ємною реакцією на Nb і Ta. Оскільки властивості ортиту сильно змінюються, то визначення його часто-густо є неможливим і не може бути виконане тільки за допомогою мікроскопічного вивчення. У цьому випадку необхідно провести низку інших аналізів.

Ставроліт $4\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] \cdot \text{Al}_x\text{Fe}_2\text{O}_4\text{H}_{4-3x}$ ($0 < x < 1$) – звичний мінерал шліхів. Незначна частина Fe^{2+} заміщується Mg і Mn, частина Al заміщується Fe^{3+} . Сингонія ромбічна. Кристали в розсипищах спостерігаються зрідка, зазвичай мають вигляд коротких і товстих призм. Звичними для ставроліту є хрестоподібні двійники (рис. 15). Спайність по (010) ясна, по (110) ледь помітна. Злам скалковий.

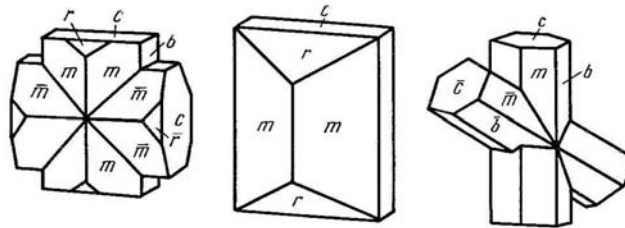


Рис. 15. Ставроліт. Форми кристалів.

Крихкий. Роздавлюється з певним зусиллям. Твердість 7–7,5. Густина 3,65–3,77. Блиск скляний, іноді смолистий полиск.

Колір світло-коричневий, жовто-коричневий, плямистий буро-коричневий, темно-бурий, іноді чорний. Темно-бурий і чорний колір деяких ставролітів зазвичай зумовлений включеннями слюди, вуглистих та інших частинок і часто розподілений нерівномірно. В порошок блідо-жовтуватий. Нерідко містить включення мусковіту, рутилу, гранату, турмаліну, магнетиту й інших мінералів. Поганий провідник електрики. Просвічує, часто прозорий. Показник заломлення високий: $n_g=1,746-1,762$; $n_m=1,741-1,754$; $n_p=1,736-1,747$. $2V=79-88^\circ$. Двозаломлення низьке: $n_g-n_p=0,010-0,015$. Оптично двовісний, додатний. Площина оптичних осей паралельна (100). Погасання пряме. Явний плеохроїзм: $n_p=n_m$ – жовтувато-червоний, n_p – гіацинтово-червоний до криваво-червоного; або $n_p=n_m$ – яскраво-жовтий до безколірного, n_g – золотисто-жовтий. Слабка дисперсія, $r > v$. Частково розчиняється в H_2SO_4 .

Трапляється в розсипищах у вигляді бурих призматичних кристалів або обкатаних зерен. Поверхня кристалів нерівна, покрита дрібненькими заглибинами. Нерідко спостерігаються прямі або косі хрестоподібні двійники.

Корінні родовища ставроліту пов'язані з породами, що майже виключно виникли у процесі регіонального метаморфізму – глиноземистими кристалічними сланцями та гнейсами, де він асоціює з кіанітом (часто в закономірних зростках з ним), біотитом, гранатом, рутилом, іноді андалузитом, роговою обманкою та деякими іншими мінералами. Трапляється також у контактних ореолах гранітних інтрузій – у роговиках і близьких до них за умовами утворення контактово-метаморфічних породах, а іноді і в зоні ендоконтакту самих інтрузій.

Визначають за кольором, нерівною поверхнею зерен, великою кількістю включень. Наявність хрестоподібних двійників значно полегшує визначення мінералу. Перевіряють за оптичними властивостями під мікроскопом. Може бути подібний до турмаліну, монациту й титаніту. Від турмаліну відрізняється вищим показником заломлення, низьким двозаломленням, двовісністю й адсорбцією; від монациту – нижчою густиною, нижчим показником заломлення та двозаломлення; від титаніту – показником заломлення та двозаломлення, а також відсутністю реакції на Ti .

Сидерит $Fe[CO_3]$. Хімічний склад непостійний, часто має ізоморфні домішки Mn , Mg . Незважаючи на широке розповсю-

дження родовищ сидериту, він належить до рідкісних мінералів розсипищ. Це пояснюється тим, що в умовах земної поверхні сидерит нестійкий: розчиняється у ґрунтових водах і легко окиснюється.

Кристалізується в тригональній сингонії. Кристали ромбодричні, також натічні гронаподібні та кулеподібні утворення.

Спайність досконала по ромбодру (1011). Злам нерівний. Крихкий. Твердість 3,5–4. Густина 3,78–3,89. Блиск скляний, полиск перламутровий. Колір непостійний (залежить від ступеня окиснення та домішок): сірий, сірувато-жовтий, буро-коричневий, бурий, темно-сірий, інколи плямистий. У порошок білий або жовтуватий. Поганий провідник електрики. Люмінесцює в катодних променях червоним або коричневим кольором. Просвічує по краях зерен, інколи напівпрозорий. Показник заломлення високий: $n_o=1,851-1,875$; $n_e=1,612-1,634$. Двозаломлення дуже високе $n_o-n_e=0,238-0,242$. Оптично одновісний, від'ємний. Інколи буває псевдоабсорбція, зумовлена великою різницею в показнику заломлення. Радіально-променисті маси виявляють волокнисту поляризацію («чорний хрест»). При нагріванні розчиняється в HCl з виділенням CO₂. Розчин набуває жовтого кольору та дає реакцію на Fe³⁺ з K₃[Fe(CN)₆].

Як зазначалося вище, сидерит у розсипищах легко руйнується, тому в шліхах трапляється зрідка у вигляді неправильних кутастих або злегка обкатаних зерен, яким притаманна досконала спайність. Інколи спостерігаються ромбоподібні зерна, обмежені площинами спайності, або радіально-променисті сфероліти. Поверхня сидериту досить часто вкрита оксидами та гідроксидами заліза.

Корінні родовища сидериту досить численні та різноманітні. Широко розповсюджений в багатьох глинистих породах, особливо у глинах, що збагачені рослинними залишками та піритизовані; у відкладах озер і боліт, у бітумінозних вапнякових осадах, у вуглистих сланцях, вугіллі та інших осадових утвореннях, що характеризуються відновними умовами при утворенні відкладів. У вигляді метасоматичних жил трапляється у вапняках і доломітах; часто наявний як жильний мінерал у гідротермальних сульфідних родовищах різних генетичних типів. Як вторинний мінерал трапляється в метаморфічних залізородних родовищах, а також у талькових і тально-хлоритових сланцях, у гідротермально змінених

основних вулканогенних породах і в багатьох інших типах родовищ. Супутники – халькопірит, пірит, галеніт.

Визначають за пластинчастою формою зерен, досконалою спайністю і бурим кольором. Перевіряють за бурхливою розчинністю в гарячій HCl та за оптичними властивостями.

Турмалін – складний силікат В, Al, Mg, Fe та лужних металів. Загальну формулу мінералу можна записати як $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Fe,Li})_3\text{Al}_6(\text{OH,F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}][\text{BO}_3]_3$. Відносно рідкісний мінерал у шліхах, але в деяких районах трапляється досить часто і поряд з амфіболами переважає в електромагнітній фракції шліхів. Сам по собі турмалін у шліхах не становить практичного інтересу, але у разі підвищеної його концентрації на нього треба звертати увагу, оскільки він нерідко асоціює з такими промислово цінними мінералами, як касітерит, вольфраміт, берил.

Кристалізується в тригональній сингонії. Кристали призматичні, часто тонкі, голчасті. Призматичні грані досить часто мають вертикальне штрихування. Поперечній переріз призми зазвичай має характерну форму сферичного трикутника (рис. 16). Спайність недосконала. Злам нерівний. Крихкий. Твердість 7–7,5. Густина 2,98–3,20. Блиск скляний, полиск темних відмін турмаліну – смолистый. Колір бурий, чорний, темно-синій, зелений, рожевий, рідко безколірний. Деякі зразки мають зональне забарвлення (середина червона, а краї зелені) або ж протилежні краї кристалу забарвлені в різні кольори. Риса безбарвна. Часто турмалін містить включення циркону, рутилу, кварцу, залізистих мінералів. У катодних променях люмінесцює червоним. Прозорий до непрозорого. Показник заломлення змінюється в широких межах: $n_o=1,624\text{--}1,692$; $n_e=1,615\text{--}1,679$. Двозаломлення середнє або високе; $n_o-n_e=0,02\text{--}0,046$. Оптично одновісний, від'ємний. Інколи аномально двовісний. Призматичні зерна мають пряме погасання. Плеохроїзм сильний, змінюється залежно від забарвлення (абсорбція $n_o > n_e$); в бурих відмінах n_o – темно-бурий, n_e – світло-жовтий; у зелених – n_o – темно-зелений, n_e – від фіолетового до червоно-бурого; в синіх – n_o – синій, n_e – фіолетовий. У кислотах не розчиняється.

Трапляється у призматичних кристалах із вертикальним штрихуванням граней або в неправильних обкатаних зернах різноманітного забарвлення зі сильно проявленим плеохроїзмом.

Більшість родовищ турмаліну генетично пов'язані з кислими породами. У гранітах і гранодіоритах утворюються на останніх стадіях застигання інтрузій (магнезійно-залізисті відміни).

Характерні для різних типів гранітних пегматитів. Трапляється в родовищах пневматоліто-гідротермальних, штокверкових і жильного типу, в польовошпато-кварцових, турмаліно-кварцових жилах разом із каситеритом, вольфрамітом, берилом, топазом та іншими мінералами (шерли, ельбаїти); в грейзенах (ельбаїти). Також асоціює з апатитом, цирконом, флюоритом, кіанітом, монацитом, рутилом, корундом.

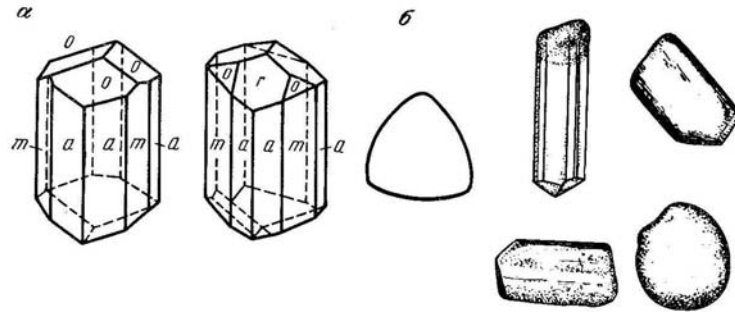


Рис. 16. Турмалін: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Відміни: ахроїт – безбарвний, прозорий турмалін; рубеліт – червоний і рожевий турмалін; індіголіт – синій турмалін; дравіт – бурий турмалін; шерл – чорний, майже непрозорий турмалін; ельбаїт – літєвий турмалін.

Під бінокляром його легко визначають за формою кристалів, кольором і сильним плеохроїзмом. Легко діагностують за наявністю призматичних кристалів, поперечний переріз яких має форму сферичного трикутника. Всі відміни турмаліну за видовженням кристала мають більш сильну абсорбцію світла, внаслідок чого під час дослідження під бінокляром кристал, поставлений на основу призми, видається інтенсивніше забарвленим, ніж той самий кристал, коли лежить на грані призми. Перевіряють турмалін під мікроскопом за оптичними властивостями. Від ставроліту відрізняється нижчим показником заломлення та вищим двозаломленням, а також характером абсорбції світла; від каситериту – низькою густиною, від'ємною реакцією на олов'яне дзеркало й оптичними

властивостями; від монациту – нижчим показником заломлення та іншими оптичними властивостями.

3.2.3. Мінерали слабкоелектромагнітної фракції

Електромагнітна фракція слабкої магнітності складається в основному із малозалістих силікатів – титаніту, епідоту. Кількість рудних мінералів досить обмежена: це уранініт, ксенотим, монацит, шпінель.

Епідот $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{O}(\text{OH})[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]$. Досить типовий для слабкоелектромагнітної фракції шліхів і трапляється нерідко у значних кількостях. Знахідки його практичного інтересу не становлять. Склад мінералу мінливий. Містить домішки Mn (п'ємонтит), Y, Er, Ce та ін. (ортит). Сингонія моноклінна. Кристали призматичні або голчасті (рис. 17). Утворює двійники по (100), часто полісинтетичні. Спайність по (001) досконала, по (100) недосконала. Злам нерівний. Крихкий. Твердість 6–7. Густина 3,35–3,38. Близь скляний, на площинах спайності з перламутровим полиском. Колір епідоту варіює залежно від вмісту заліза; найчастіше жовтувато-зелений, брудно-зелений, фісташково-зелений, іноді буро-зелений і зеленкувато-жовтий. Риса безбарвна, сірувата. Іноді містить включення залістих мінералів. Поганий провідник електрики. Просвічує, до прозорого. Високий показник заломлення: $n_g=1,735-1,785$; $n_m=1,730-1,765$; $n_p=1,720-1,740$; $2V=68-73^\circ$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,033-0,051$. Оптично двовісний, від'ємний. Пластинки по (100) дають характерну інтерференційну фігуру, що називається «стрілка компаса». Кут оптичних осей, показники заломлення та сила двозаломлення значно змінюються залежно від складу мінералу. Плеохроїзм звичайно слабкий: n_p – жовтий, n_m – бурий; n_g – зелений. Дисперсія осей слабка, $r > v$. Частково розчиняється в HCl.

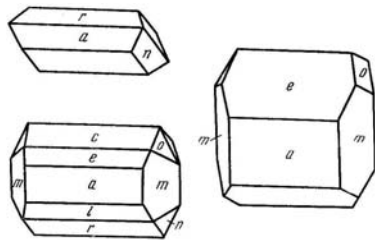


Рис. 17. Епідот.
Форми кристалів.

У розсипищах звичайно трапляється в зеленкувато-жовтих або зелено-бурих зернах, які вкриті дрібними тріщинами. Форма зерен неправильна, кутасти, іноколи округла. Походження – метаморфізовані осадові або магматичні породи, що містять багато Са. Гнейси, слюдяні або рогово-обманкові сланці, метаморфізовані кварцити,

пісковики, вапняки. Супутники – цоїзит, кліноцоїзит, ільменіт, лейкоксен, везувіан, гранат, авгіт, аксиніт. Відміни – ортит, цоїзит, кліноцоїзит; п'ємонтит містить до 15% Mn_2O_3 , темно-червоний, червонувато-бурий, густина 3,4–3,5. $n_g=1,75-1,82$; $n_m=1,76-1,80$; $n_p=1,74-1,76$. Оптично додатний. Сильний плеохроїзм від маливо-червоного до жовтого.

Визначають за зеленувато-жовтим кольором зерен і трицинуватістю зерен. Перевіряють під мікроскопом за високим показником заломлення, за двозаломленням, від'ємним знаком і слабким плеохроїзмом. Сплющені обломки дають інтерференційну фігуру, що нагадує стрілку компаса. За зовнішнім виглядом схожий на олівін, авгіт і монацит, від яких відрізняється оптичними властивостями.

Шпінель $MgAl_2O_4$. Трапляється у шліхах досить часто. Хімічний склад непостійний: Mg часто заміщується Fe^{2+} або Mn, а Al заміщується Fe^{3+} та Cr. Сингонія кубічна. Кристалізується зазвичай в октаедрах, інколи в додекаедрах або кубах (рис. 18). Іноді утворює двійники по (111). Спайності немає. Злам раковистий, нерівний. Твердість 8. Густина 3,5–4,1. Блиск скляний. Колір червоний, бурий, голубий, зелений, рідше синій, чорний і білий. Електрику не проводить. Темнозабарвлені відміни майже непрозорі. Показник заломлення високий, залежить від складу та забарвлення мінералу; $n=1,715-2,00$. У кислотах не розчиняється. Ізотропний.

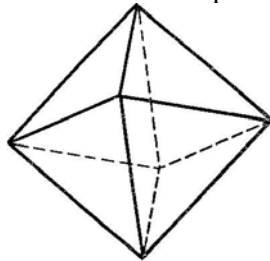


Рис. 18. Шпінель. Форма кристалів.

У розсипищах трапляється в обкатаних октаедрах різного кольору; зрідка бувають неправильні зерна.

Родовища шпінелі тяжіють, головню, до магматичних і метаморфічних порід. Як первинний мінерал вона виділяється в пересичених глиноземом габро, піроксенітах і перидотитах. Разом із корундом, магнетитом, рутилом і діаспором трапляється в десиліфікованих гранітних і сієнітових пегматитах. Утворюється в контак-

тово-метасоматичних породах – у мармуризованих мергелях, доломітах, інколи у вапнякових скарнях в ороговиківаних серпентинітах і магнезійних магматичних породах (в асоціації з форстеритом, хондродитом, гранатами, везувіаном, епідотом, флогопітом, магнетитом, перовськітом, хлоритами, апатитом та іншими мінералами). Шпінель також широко розповсюджена у продуктах глибокого регіонального метаморфізму, збагачених глиноземом осадових порід, у кристалічних сланцях, де трапляється з кіанітом, корундом, сапфірином, піропальмандином та іншими магнезійними мінералами.

Відміни: плеонаст – зелена або чорна залізо-магнезійна шпінель; хромшпінель – за складом займає проміжне місце між хромітом і шпінеллю, темна жовтувато- або зеленкувато-бура; ганіт (цинкова шпінель) $ZnAl_2O_4$ – темно-зелена або зеленкувато-коричнева, густина 4,0–4,6, $n=1,82$.

Шпінель легко визначають за октаедричною формою кристалів і великою твердістю. Перевіряють під мікроскопом за ізотропністю й високим показником заломлення. Неправильні осколки шпінелі важко відрізнити від гранату.

Титаніт (синонім – сфен) $CaTi[SiO_4]O$ трапляється у шліхах доволі часто і нерідко у значних кількостях. Містить певну кількість Fe та Mn, іноді рідкісні землі.

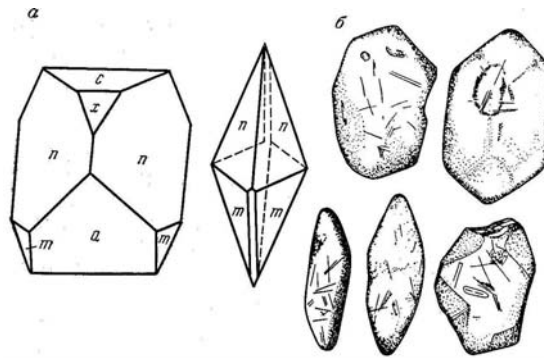


Рис. 19. Титаніт: *a* – форми кристалів;
б – форми зерен у розсипищах.

Сингонія моноклінна. Кристали різноманітного обрису; часто клиноподібні, іноді сплюснені по (100), призматичні (рис. 19). Звичні двійники по (100). Спайність хороша по (110), але спостерігається

не завжди. Часто добре виражена окремість по (221), зумовлена двійникуванням. Злам нерівний. Твердість 5–5,5. Блиск скляний, на площинах спайності алмазний, інколи масний полиск. Колір бурий, жовтий, зеленуватий, рожевий, інколи безбарвний. Риса біла. Помірний провідник електрики. У катодних променях люмінесціює слабо-блакитним кольором. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення високий: $n_g=1,979-2,054$; $n_m=1,894-1,935$; $n_p=1,887-1,918$; $2V=23-49^\circ$. Двозаломлення дуже високе: $n_g-n_p=0,082-0,135$. Оптично двовісний, додатний. У білому світлі рідко спостерігається повне погасання мінералу, звичайно інтерференційне забарвлення змінюється від ультрасинього до жовтуватого та червоного. Плеохроїзм спостерігається тільки в темнозабарвлених відмінах: n_p – майже безбарвний; n_m – жовтий або зеленуватий; n_g – червонуватий, бурий. Дуже сильна дисперсія осей, $r > v$. У кислотах не розчиняється. Після сплавлення з $K_2S_2O_7$ дає реакцію на Ti з H_2O_2 .

У поверхневих умовах стійкий. Трапляється звичайно у вигляді гострокутних або обкатаних неправильних зерен; часто бувають характерні сплюснені призматичні кристали з домінуючим розвитком косої призми (111). Ці кристали за формою нагадують запечатаний конверт. Часто спостерігається тріщинуватість.

Родовища титаніту досить численні та генетично різноманітні. Як акцесорний мінерал широко розповсюджений у більшості гранітів і діоритів, асоціює тут з монацитом, цирконом, магнетитом, рутилом, роговою обманкою, біотитом і деякими іншими мінералами.

У значних кількостях, іноді як породотвірний мінерал, наявний у сієнітах, лужних і нефелінових сієнітах в асоціації з апатитом, лужними піроксенами, магнетитом, ільменітом та ін.

Трапляється в пегматитах різного складу, переважно сієнітових, інколи в гранітних пегматитах (у рідкісноземельному їх типі).

Як постмагматичний мінерал трапляється в багатьох габро, габро-діабазах, діабазах та інших основних і середніх породах, де утворюється, головню, у процесі зміни ільменіту й титаномagnetиту, інколи – титановмісних амфіболів, піроксенів і біотиту.

Відомий у багатьох метаморфічних і метасоматичних породах – скарнах, «зелених» і хлоритових сланцях, амфіболітах, гранато-амфіболових, біотито-амфіболових та інших кристалічних сланцях. У вигляді добре утворених кристалів і друз трапляється в різноманітних за складом жилах альпійського типу, що залягають

серед метаморфічних порід (в асоціації з ільменітом, магнетитом, діопсидом, гранатами, перовськітом, рутилом, анатазом, аксинітом, актинолітом, епідотом).

Визначають за характерною формою кристалів, сильним блиском і бурим забарвленням. Перевіряють під мікроскопом за високим показником заломлення, дуже високим двозаломленням і неповним погасанням, а також за хімічною реакцією на Ti . Зовні подібний до монациту, ставроліту, каситериту. Від них відрізняється формою кристалів і реакцією на Ti ; крім того, від монациту і ставроліту відрізняється вищим показником заломлення та двозаломлення; від каситериту – відсутністю олов'яного дзеркала на цинковій пластинці.

Перовськіт $CaTiO_3$. Трапляється в розсипищах зрідка у вигляді обкатаних кристалів кубічної форми, у вигляді неправильних зерен, гострокутних або обкатаних уламків. Грані куба вкриті штрихуванням. Спайність по кубу досконала. Твердість 5,5. Густина 3,97–4,04. Близько алмазний до металопоподібного. Колір білий, жовтий, бурий, чорний. Непрозорий, частково просвічує. Показник заломлення високий, близько 2,38. Ізотропний, але інколи аномально двовісний, додатний. В імерсійних препаратах прозорий і забарвлений у бурі та жовті тони. Розчиняється в киплячій H_2SO_4 . Після сплавлення з $K_2S_2O_7$ дає реакцію на Ti з H_2O_2 .

Типи родовищ перовськіту різноманітні. Найбільш важливі його родовища генетично пов'язані з комплексом ультраосновних і лужних порід: олівінітів, піроксенітів, нефелінових піроксенітів та інших жильних лужних порід. У цих породах перовськіт є породотвірним мінералом і тісно асоціює з титаномангнетитом, олівіном, інколи – з мелілітом (в олівінітах), діопсид-авгітом, титан-авгітом, титанітом, апатитом, роговою обманкою, біотитом. Як акцесорний мінерал може бути в лужних базальтах (переважно мелілітових) – і в кімберлітах частково як продукт руйнування ільменіту, у вигляді надзвичайно дрібних кубічних кристалів. Також трапляється в контактово-метасоматичних утвореннях – у талькових і хлоритових сланцях, іноді скарнах. Тут асоціює з хлоритом, кальцієво-залізистими гранатами, епідотом, діопсидом, ільменітом, шпінеллю, титанітом.

Кнопіт – відміна перовськіту, збагачена церієм і залізом $(Ca,Ce)(Ti,Fe^{3+})O_3$.

У дрібних октаедричних кристалах і зернах подібний до хромшпінеліду. Відрізняють за значно більшим світлозаломленням

і анізотропією (під мікроскопом). У кубічних кристалах подібний до торіаніту і псевдоморфоз оксидів та гідроксидів заліза по піриту. Від торіаніту його відрізняють за оптичними властивостями, малою густиною та відсутністю (або мізерною) радіоактивністю. Від псевдоморфоз оксидів і гідроксидів по піриту, що трапляються в розсипищах у вигляді блискучих чорно-бурих виділень, найбільш просто відрізнити за кольором порошку, іншим орієнтуванням штрихування на гранях куба, магнітними властивостями та відношенням до кислот.

Монацит (Ce,La,Nd,Th)[PO₄] – досить звичний для шліхів мінерал, але трапляється в невеликих кількостях. У районах розвитку гранітних інтрузій, гнейсів, кристалічних сланців утворює самостійні розсипища завдяки його високій стійкості при перенесенні. Сингонія моноклінна. Зазвичай утворює дрібні плоскі кристали, іноді призматичні (рис. 20). Спайність по (001) досконала, по (100) ясна. Злам раковистий до нерівного. Крихкий. Твердість 5–5,5. Густина 4,9–5,5. Блиск скляний, іноді масний або смолистий полиск. Колір бурий, жовтий, червоно-бурий, інколи зеленкуватий, білий, безбарвний. Риса безбарвна. Нерідко містить включення ториту і рідкісних земель. Поганий провідник електрики. Радіоактивний. Прозорий до просвічуючого та напівпрозорого. Показник заломлення високий: $n_g=1,837-1,849$; $n_m=1,787-1,801$; $n_p=1,787-1,800$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,045-0,055$. Оптично двовісний, додатний. $2V=6-19^\circ$. $cn_g=2-6^\circ$. Слабка дисперсія, $r < v$. У товстих зернах спостерігається плеохроїзм у жовтих тонах. У кислотах майже не розчиняється. Після сплавлення з КОН дає реакцію на P з молібденокислим амонієм. Зі спектроскопічним окуляром дає спектр поглинання церію. У шліхах трапляється у вигляді добре обкатаних округлих зерен; інколи зберігаються плоскі кристали. Часто мінерал мутний, напівпрозорий – характерно для монацитів, що метаміктно розклалися. На поверхні іноді вкритий білуватим нальотом.

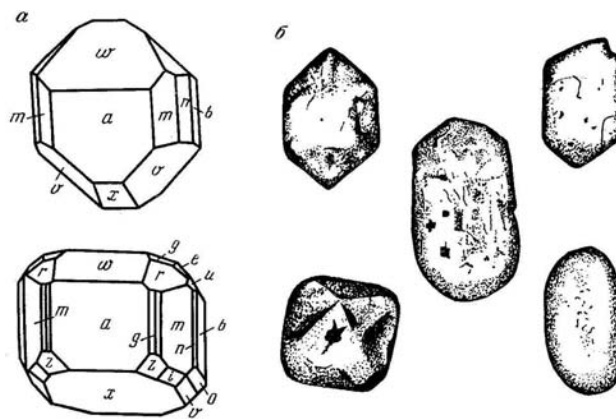


Рис. 20. Монацит: *а* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Первинні родовища монациту пов'язані, переважно, з гранітами, гранодіоритами, сієнітами. Тут він наявний як акцесорний мінерал і асоціює з біотитом, цирконом, апатитом та магнетитом. У цій же асоціації (разом з ільменітом, ортитом, деякими тантало-ніобатами, іноді торитом і гранатом) трапляється в багатьох гранітних і сієнітових пегматитах. У невеликих кількостях виявлений у пневматоліто-гідротермальних родовищах – кварц-польовошпатових, кварц-турмалінових і флюоритових жилах, де асоціює з флюоритом, торитом, фторкарбонатами, молібденітом, піритом та іншими сульфідами.

Визначають за формою та кольором зерен, високою густиною. Перевіряють за допомогою спектроскопічного окуляра за спектром поглинання, оптичними властивостями та хімічною реакцією на Р. За зовнішнім виглядом може бути подібний до ставроліту, титаніту, епідоту й олівіну. Від них можна відрізнити за позитивною хімічною реакцією на Р, за спектром поглинання та високою густиною. Крім того, від ставроліту відрізняється вищим показником заломлення та характером плеохроїзму; від титаніту – нижчим двозаломленням і негативною реакцією на Ті; від епідоту – вищим показником заломлення та невеликим кутом оптичних осей; від олівіну – косим погасанням і високим показником заломлення.

Лопарит $(\text{Na,Ce,Ca})(\text{Nb,Ti})\text{O}_3$ – дуже рідкісний мінерал розсипищ, який трапляється в районах поширення деяких нефелінових

сієнітів. Має вигляд кубічних кристалів і їхніх уламків або двійників за флюоритовим законом. Колір чорний, бурувато-чорний. Блиск на гранях кристалів напівметалічний, на зламі смолистий полиск. Спайності немає, злам нерівний, раковистий. Твердість 5,5–6. Густина 4,75–4,90. Просвічує. $n=2,3-2,4$. У схрещених ніколях часто анізотропний; ділянки з двозаломленням розміщені плямами, інколи утворюють системи смуг, що перетинаються. В HCl , HNO_3 , H_2SO_4 не розчиняється, але розкладається в HF , а також унаслідок сплавлення з KHSO_4 . Сірчаноокислий розчин сплаву з KHSO_4 при додаванні краплі таніну забарвлюється в червоно-бурий колір (реакція на Nb), а при додаванні H_2O_2 – в оранжево-жовтий (реакція на Ti).

Трапляється в меланократових нефелінових сієнітах і їхніх пегматитах, де лопарит тісно асоціює з егірином, евдіалітом, титанітом, мікрокліном, арфведсонітом. У розсипищах супроводжується титанітом, апатитом, магнетитом, егірином, лужними амфіболами, цирконом, рамзаїтом, іноді евдіалітом, перовськітом (кнопітом) і баделеїтом.

За формою кристалів, забарвленням і блиском лопарит подібний до торіаніту (на відміну від останнього, лише слабо радіоактивний), ніобієстого перовськіту й пірохлору; від обох мінералів він відрізняється виключним розповсюдженням двійників проростання (які не характерні для перовськіту й пірохлору) та відчутно темнішим кольором порошку.

Ксенотим $\text{Y}[\text{PO}_4]$ – доволі рідкісний мінерал розсипищ і звичай є супутником монациту, тому підвищена його кількість у шліхах становить значний інтерес під час пошуків корінних родовищ або розсипищ. Містить домішки Er, Ce, Si, і Th. Сингонія тетрагональна. Трапляється в призматичних кристалах, які схожі на кристали циркону (рис. 21), іноді міститься у зростках із цирконом.

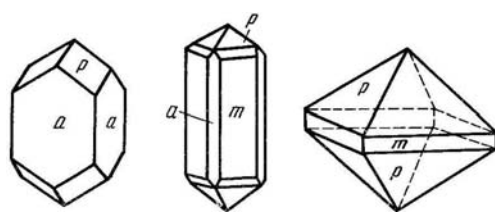


Рис. 21. Ксенотим. Форми кристалів.

Спайність по (100) досконала. Злам нерівний, скалковий. Твердість 4–5. Густина 4,45–4,59. Блиск скляний, інколи масляний або смолистий полиск. Колір жовтий, бурий, рожевий, білий.

Риса світло-бура або жовта. Поганий провідник електрики. Прозвічує до непрозорого. Показник заломлення високий: $n_e=1,816$; $n_o=1,721$. Двозаломлення високе: $n_e-n_o=0,095$. Оптично одновісний, додатний. Плеохроїзм слабкий від блідо-жовтого до темно-бурого або зеленого. В HCl не розчиняється. Після сплавлення з КОН дає реакцію на Р з молібденокислим амонієм.

Трапляється у шліхах зазвичай у вигляді блідозабарвлених, злегка обкатаних призматичних кристалів і їхніх уламків; зовні дуже подібний до забарвленого циркону. Спостерігається помутніння прозорих кристалів і утворення поверхневих плівок продуктів розкладання, що містять, можливо, рідкісні земелі.

Як акцесорний мінерал трапляється в більшості гранітів, де тісно асоціює з цирконом і монацитом, часто утворює зростки з ними. Розповсюджений у деяких гранітних пегматитах, переважно мусковітових, в асоціації з циртолітом, уранінітом, монацитом, гранатом, апатитом, іноді ортитом. Також трапляється у гнейсах, у кварц-слюдяних сланцях і філітах, у деяких жилах альпійського типу.

Визначають ксенотим за зовнішнім виглядом зерен. Перевіряють за оптичними властивостями та хімічною реакцією на Р. За виглядом і оптичними властивостями досить близький до циркону, від якого відрізняється тільки хімічною реакцією на Р.

3.3. Немагнітна фракція

3.3.1. Мінерали немагнітної важкої фракції

Немагнітна важка фракція становить часто невелику частину шліху. Але мінералогічний її аналіз має найбільше практичне значення у зв'язку з тим, що якраз у важкій фракції накопичується основна маса рудних мінералів, які отримують при промисловому промиванні пісків. Тому вивченню мінерального складу цієї фракції приділяється значна увага, а нерідко аналіз шліху починають з аналізу мінералів якраз немагнітної важкої фракції. Середня густина фракції висока, більша 3,0. Забарвлення фракції дуже різноманітне, але найчастіше це світлі тони; кількість чорних, або темнозабарвлених мінералів у ній невелика. В окремих випадках важка немагнітна фракція може мати і темний колір, якщо в її складі переважають такі мінерали, як каситерит, рутил, пірохлор та ін.

Із промислово важливих рудних мінералів у важку фракцію входять золото, срібло, платина, каситерит, шесліт, кіновар та ін. Сюди ж потрапляє і дорогоцінний мінерал – **діамант**. Крім того, поблизу корінних рудних родовищ у шліхах, промитих з алювію річок і невеликих струмків, з'являються кутасті зерна різноманітних рудних мінералів, нестійких у поверхневих умовах і тому нетипових для шліхів. До таких мінералів належать: антимоніт, арсенопірит, галеніт, халькопірит, молібденіт, сфалерит, кобальтин та ін. Поява цих мінералів у шліхах має велике значення при розшуках корінних родовищ різноманітних руд. Нерідко у шліхах з'являються продукти зміни нестійких первинних рудних мінералів – смітсоніт, сидерит, церусит, вульфеніт, малахіт, азурит, повеліт та ін. Самі по собі ці мінерали не мають практичного значення, але слугують пошуковими ознаками для виявлення корінних родовищ первинних руд.

І, наостанок, у важкій фракції шліхів трапляється значна кількість нерудних мінералів; деякі з них є характерними парагенетичними супутниками цінних рудних мінералів. Так, флюорит, топаз і турмалін – характерні супутники каситериту; золото супроводжується піритом, галенітом, сфалеритом та іншими сульфідами, а вказівниками на діамант є зелений хромдіопсид і криваво-червоний піроп. Тому ці мінерали у шліхах також слугують пошуковими ознаками.

Діамант С – у шліхах трапляється дуже рідко, і навіть поодинокі його знахідки становлять величезний пошуковий інтерес. Сингонія кубічна. Кристалізується в октаедрах, перехідних формах (октаедр-ромбододекаедр), у вигляді ромбододекаедрів та індивідів кубічного габітусу. Грані кристалів часто заокруглені та вкриті штрихуванням (рис. 21). На гранях (111) інколи спостерігаються заглибини у вигляді трикутників. Звичні двійники по грані (111). Спайність досконала по (111). Злам раковистий. Крихкий. Твердість 10.

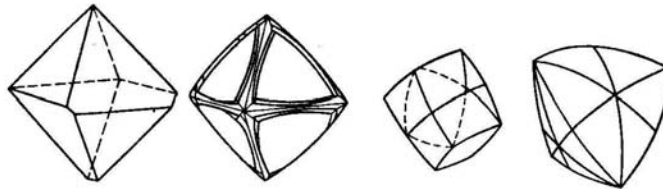


Рис. 21. Діамант (за Бетехтіним).

Густина 3,2–3,52. Блиск алмазний. Звичайно безбарвний, інколи блідозабарвлений у жовтий, коричневий, зелений, синій кольори; іноді бурий, чорний. Риси не дає. Досить часто містить включення графіту, магнетиту, ільменіту, піроксенів, гранату й інших мінералів. Поганий провідник електрики. В ультрафіолетових і рентгенівських променях сильно люмінесціює голубим, жовтим або зеленим кольорами. Темнозабарвлені відміни люмінесціюють оранжевим або червоним. Світлі різновиди прозорі, темнозабарвлені – менш прозорі. Дуже високий показник заломлення: $n=2,41-2,48$. Зазвичай ізотропний, але інколи має аномальне двозаломлення та дає одновісну інтерференційну фігуру. Не розкладається в кислотах і лугах.

Відомі два типи корінних родовищ цього мінералу – кімберлітовий, який має найбільше промислове значення, та лампроїтовий. Для діамантів із кімберлітів характерні кристали октаедричного габітусу та мінерали-супутники в розсипищах – хромдіоксид, піроп, пікроільменіт, хромшпінелід, інколи олівін. Діаманти із лампроїтів відрізняються від кімберлітових нижчою якістю, підвищеною кількістю темнозабарвлених індивідів і вищою твердістю. Головний мінерал-супутник діамантів у лампроїтах – хромшпінелід, піропу практично немає. Відміни: звичайний безбарвний або блідозабарвлений прозорий діамант, борт, карбонадо і баласи. Борт – темнозабарвлений діамант із заокругленою та нерівною поверхнею граней. Часто має неправильну радіально-променисту, волокнисту або зернисту внутрішню структуру зі складною двійниковою будовою. Бортом також називають уламки діамантів і взагалі діаманти низької якості. Карбонадо – полікристалічний агрегат дрібних діамантів розміром 5–10 мкм, непрозорий; колір чорний, сірий, темно-сірий, коричневий; поверхня блискуча, емалеподібна або матова, шлакоподібна. Баласи – полікристалічні утворення округлої, овальної або грушоподібної форми з радіально-променистою будовою кристалітів розміром до 10–200 мкм. Баласи непрозорі, напівпрозорі, зі сильним блиском або матові, безбарвні, сірі, чорні чи зеленкуваті.

Важливе промислове значення також мають розсипища, генетично пов'язані з кімберлітами.

Визначають за характерним алмазним блиском, високою твердістю (дряпає корунд і топаз), часто за випуклими гранями кристала. Перевіряють за оптичними властивостями під мікроскопом і за люмінесценцією. Від подібних до нього за зовнішніми

ознаками уламків кварцу відрізняється виключно високою твердістю, високою густиною, блиском, а також формою та спайністю. Від безбарвної та блідозабарвленої шпінелі, що кристалізується в октаедрах, відрізняється нижчою густиною.

Золото Au в поодиноких знаках трапляється у шліхах досить часто; підвищені його концентрації в річних відкладах – досить рідко. Для пошуків розсипних і корінних родовищ золота цікавими є тільки підвищені концентрації його у шліхах. Досить часто містить домішки Ag, Cu, Fe, Ni. Сингонія кубічна. Кристалізується в октаедрах або комбінаціях куба з октаедром. Добре утворені кристали трапляються зрідка, частіше дендритоподібні, пластинчасті й неправильні утворення. Спайності немає. Злам гачкуватий. Ковкий. Твердість 2,5–3. Густина 19,3–19,6. Блиск металічний. Колір і риса золотисто-жовті, іноді з червонуватим або зеленкуватим відтінком. Хороший провідник електрики. Непрозорий. У кислотах не розчиняється, але розчиняється в «царській водці».

Трапляється в неправильних дендритоподібних або пластинчастих зернах з нерівною поверхнею. Іноді на поверхні стає тьмяним або вкривається бурою залізистою плівкою (сорочкою).

Походження – кварцові жили, генетично пов'язані з гранітоїдами (з турмаліном або арсенопіритом, піритом, піротином, халькопіритом, шеелітом, флюоритом). Середньотемпературні карбонатно-кварцові жили (з кальцитом, доломітом, анкеритом).

Відміни: електрум – більше 15% срібла, відрізняється більш світло-жовтим, іноді білувато-жовтим забарвленням, частково розчиняється в концентрованій HNO_3 ; купроаурит – до 20% міді; порпецит – 5–11% паладію і до 4% срібла.

Визначають за кольором, блиском, малою твердістю (при натисканні голкою залишається слід), високою густиною. Перевіряють за нерозчинністю в кислотах і розчинністю в «царській водці». Досить легкий у діагностиці. Недостатність навиків діагностики іноді може призвести до сплутання з піритом і халькопіритом, але обидва ці мінерали крихкі, мають значно більшу твердість і меншу густину. Крім того, вони легко розчиняються в HNO_3 та розкладаються при прожарюванні.

Мідь Cu – це рідкісний мінерал шліхів, у достатніх кількостях трапляється в розсипищах тільки поблизу корінних її родовищ. Містить іноді незначні домішки Fe, Ag, Bi, Pb, Sb. Сингонія кубічна. Кристалізується у спотворених кубах або кубо-октаедрах. Кристали трапляються зрідка, частіше неправильні, пластинчасті,

закручені або дендритоподібні утворення. Спайності немає. Злам гачкуватий. Твердість 2,5–3. Густина 8,5–8,9. Блиск металічний. Колір мідно-червоний. Риса металева, блискуча. Хороший провідник тепла й електрики. Непрозора. В HCl не розчиняється. Розчиняється в HNO₃ з виділенням бурих оксидів азоту. Розчин дає реакцію на Cu з NH₄OH або K₄[Fe(CN)₆].

Походження – корінні родовища міді різних генетичних типів. Супутники – халькопірит, халькозин, малахіт, азурит.

Визначають за кольором, формою зерен і нальотами малахіту. Перевіряють за хімічною реакцією на Cu.

Арсенопірит FeAsS у шліхах трапляється зрідка. У поверхневих умовах нестійкий і зберігається в алювіальних відкладах тільки на незначних відстанях від корінного джерела. При перенесенні зерна арсенопіриту розтріскуються, заміщуються землистим агрегатом скородиту і досить швидко руйнуються. Тому знахідки арсено-

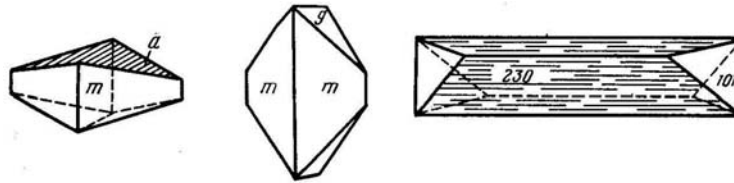


Рис. 22. Арсенопірит. Форми кристалів.

піриту в шліхах становлять великий інтерес при розшуках корінних родовищ. Сингонія моноклінна. Кристали призматичні по (110), з характерним штрихуванням на гранях (рис. 22). Зрідка тонкопластинчастий, псевдодипірамідальний або в зернах неправильної форми. Часто утворює хрестоподібні двійники. Спайність по (110) ясна. Злам нерівний. Крихкий. Твердість 5,5–6. Густина 5,9–6,2. Блиск металічний. Колір сріблясто-білий до сталєво-сірого. Риса сірувато-чорна. Непрозорий. Розчиняється в HNO₃ з виділенням сірки. Розчин дає реакцію на As із молібденокислим амонієм.

У шліхах трапляється у вигляді пластинчастих кристалів або витягнутих псевдоромбоєдрів із поперечним штрихуванням на гранях; утворює також неправильні зерна. Поверхня вкривається чорним нальотом. Перетворюється на оксиди миш'яку.

Головні корінні родовища арсенопіриту належать до групи гідротермальних і пневматоліто-гідротермальних, генетично пов'язаних із кислими та помірно кислими гранітоїдами. Найбільше розповсюджений у високотемпературних жильних родовищах, тут

асоціює з каситеритом, вольфрамітом, піритом, халькопіритом, піротином, іноді – зі сфалеритом, кобальтином, тенантитом, золотом, бісмутином.

Визначають за зовнішнім виглядом кристалів, іноді за чорним нальотом на гранях; перевіряють хімічною реакцією з молібденокислим амонієм. Від схожих із ним сульфідів – галеніту, антимоніту й бісмутину відрізняють за допомогою хімічної реакції на As.

Галеніт PbS трапляється у шліхах не дуже часто і, головню, безпосередньо біля корінних родовищ. Часто містить домішки Ag, інколи Se, Zn, Cd, Sb, bi, Cu, Au. Сингонія кубічна. Кристалізується зазвичай у кубах або кубооктаедрах, рідше в октаедрах (рис. 23); також у прямокутних таблитчастих утвореннях або в неправильних зернах. Двійники по площині (111). Спайність досконала по кубу. Злам сходинковий. Твердість 2,5–3. Густина 7,4–7,6. Блиск металічний. Колір і риса свинцево-сірі. Іноді на площинах спайності спостерігається іризація в фіолетово-синіх тонах. Слабкий провідник електрики. Розчиняється в HNO_3 . Дає реакцію на Pb з KI.

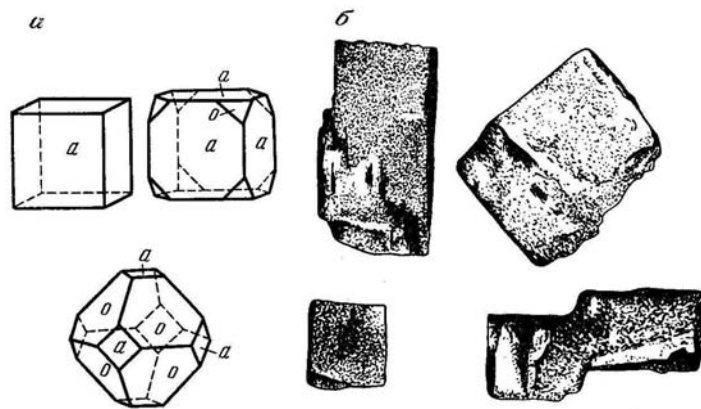


Рис. 23. Галеніт: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Як і всі сульфіди, галеніт у шліхах легко руйнується; тому трапляється тільки поблизу корінних родовищ. Міститься в шліхах у вигляді кубів, прямокутних пластинок або у вигляді зерен із характерною сходинковою поверхнею, що утворюється внаслідок подрібнення по досконалій спайності по кубу. Поверхня галеніту зазвичай вкрита чорним або синюватим нальотом; іноді вкривається білою плівкою церуситу або англезиту, яка в більшості випадків

утворює на поверхні прямокутну сітку, зумовлену наявністю трищин спайності.

Корінні родовища галеніту належать, головним чином, до категорії гідротермальних, жильних і контактово-метасоматичних. Тут галеніт асоціює зі сфалеритом, халькопіритом, піритом, іноді піротином і арсенопіритом, бляклими рудами, аргентитом і деякими іншими сульфідами. Зрідка галеніт трапляється в осадових породах (разом із марказитом, піритом, іноді – сфалеритом): глинах, фосфоритових і мідистих пісковиках, вуглистих сланцях; бітумінозних мергелях і вапняках.

У шліхах галеніт може бути помилково визначений як антимоніт, бісмути, буланжерит, шмальтин, тетраедрит і арсенопірит. Від перших двох мінералів галеніт легко відрізнити за формою зерен і характером спайності; від тетраедриту, шмальтину й арсенопіриту – за відчутно меншою твердістю і наявністю досконалої спайності по кубу. Від буланжериту відрізняється характером зламу (неправильним для буланжериту), чорною рисою (коричнюватою для буланжериту), непрозорістю в імерсійному препараті й негативною реакцією на Sb. Перевіряють за розчинністю в HNO_3 та хімічною реакцією на Pb.

Кіновар HgS , незважаючи на невелику фізичну стійкість, – досить розповсюджений мінерал розсипищ. Сингонія тригональна. Ромбодричні або товстотаблитчасті кристали (рис. 24), кристалічні кірочки та землясті нальоти. Спайність по призмі (1010) досконала. Злам нерівний, раковистий. Твердість 2–2,5. Густина 8,0–8,2. Близько алмазний, у щільних масах інколи масляний полиск. Колір червоний.

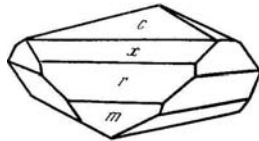


Рис. 24. Кіновар.
Форма кристалів.

Риса яскраво-червона. Поганий провідник електрики. Прозора до непрозорої. Дуже високий показник заломлення: $n_e=3,27$; $n_o=2,91$; $n_e-n_o=0,36$. Оптично одновісна, додатна. Виявляє сильну кругову поляризацію. У кислотах не розчиняється. Розчиняється в «царській водці» та суміші HCl з H_2O_2 .

Трапляється в дрібних обкатаних зернах, вкритих темним нальотом. Оскільки характеризується малою абразивною стійкістю і легко руйнується при перенесенні, то розсипища кіноварі розташовані безпосередньо біля корінних родовищ.

Більшість відомих родовищ кіноварі належать до категорії приповерхневих епітермальних, що розташовані в районах прояву

молодих інтрузій кислого та середнього складу (гранітів, гранодіоритів, діоритів). Концентрації кіноварі, які часто супроводжуються широкими ореолами розсіяння цього мінералу, зазвичай тяжіють до зон розломів, дроблення та брекчіювання і локалізуються в породах, які легко піддаються дробленню: вапняках, пісковиках, кварцитах. У родовищах такого типу кіновар асоціює з кварцом, халцедоном, кальцитом, баритом, іноді флюоритом, антимонітом, піритом, арсенопіритом, сфалеритом, галенітом.

Менш цінний у промисловому аспекті другий тип родовищ, який пов'язаний з виділенням кіноварі у зв'язку зі середніми й основними ефузивними породами – альбітофірами, порфіритами, андезитами тощо. Тут кіновар виділяється у вигляді розсіяної вкрапленості в породах, утворює примазки по тріщинах і дрібні прожилки, які тяжіють до зон дроблення в ефузивах.

Визначають за кольором, блиском і хімічною реакцією на Hg із розжареною содою. За зовнішнім виглядом інколи схожа на рутил, від якого відрізняється за допомогою цієї ж реакції. У дрібних неправильних зернах кіновар схожа на куприт і мінерали групи пруститу. Від першого мінералу легко відрізнити за оптичною анізотропією, від пруститу і піраргіриту – за оптичним знаком.

Молібденіт MoS_2 досить рідко трапляється в розсипищах. Сингонія гексагональна. Кристали таблитчасті або короткостовпчасті. Спайність цілком досконала по базопінакоїду. В тоненьких листочках гнучкий. Масний на дотик. Твердість 1–1,5. Густина 4,7–4,8. Блиск металічний. Колір свинцево-сірий. На папері залишає голубувато-сіру блискучу рису, на фарфоровій пластинці – зеленкувато-сіру. Непрозорий. Розкладається в HNO_3 з виділенням білого осаду. Дає реакцію на Mo із ксантогенатом калію.

У шліхах трапляється зрідка, тільки поблизу корінних родовищ, у вигляді дрібних лусок із нерівними краями. Завдяки винятково низькій твердості стирається і руйнується при транспортуванні.

Походження – корінні родовища молібденіту: гідротермальні та пневматоліто-гідротермальні, що належать до різних генетичних типів. Пегматитові та кварцові жили, пов'язані з гранітами, скарни. Супутники – каситерит, шееліт, вольфраміт, флюорит.

Визначають за характерною формою, малою твердістю і забарвленням зерен. Молібденіт залишає на папері голубувато-сіру рису. Перевіряють хімічною реакцією на Mo. За зовнішнім виглядом подібний до графіту, відрізняється густиною.

Пірит FeS_2 трапляється в розсипищах найчастіше (зі сульфідів), але тільки зрідка становить практичний інтерес. Цікаві шліхи, які містять свіжі незмінені й необкатані зерна у великій кількості. Зазвичай містить домішки Co, Ni, Cu, As, Sb, Au, Ag та ін. Сингонія кубічна. Кристалізується в кубах і пентагон-додекаедрах (рис. 25); грані обох форм часто мають штрихування. Іноді утворює двійники по площині (100). Часто суцільний, дрібнозернистий або

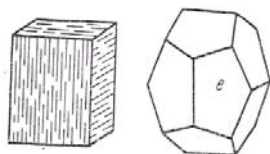


Рис. 25. Пірит. Форми кристалів.

натічний. Спайність недосконала. Злам раковистий до нерівного. Крихкий. Твердість 6–6,5. Густина 4,95–5,20. Блиск металічний. Колір латунно-жовтий. Нерідко містить включення сульфідів As, Ni, Cu та інших. Діелектрик. У HCl не розчиняється. Розчиняється в гарячій HNO_3 з виділенням сірки. Широко розповсюджений у розсипищах. Часто обкатані або гострокутні зерна неправильної форми. В розсипищах легко окиснюється та перетворюється на оксиди й гідроксиди заліза, які зазвичай вкривають поверхню піриту. Інколи оксиди й гідроксиди заліза повністю заміщують пірит з утворенням псевдоморфоз по піриту.

Найширше розповсюджений у різноманітних метаморфічних сланцях, у багатьох осадових породах, що формувались у відновному середовищі, а також у гідротермальних родовищах різноманітних генетичних типів: жильних (золотоносних, поліметальних та ін.), контактово-метасоматичних – скарнах, роговиках, гідротермально змінених гранітах, габро, основних і середніх ефузивних породах. Супутники – халькопірит, сфалерит, галеніт, магнетит, ільменіт, гематит, інколи арсенопірит, золото, тетраедрит.

Визначається головним чином за кольором, формою кристалів і розчинністю в HNO_3 . Зовні подібний до халькопіриту, кобальтину, марказиту. Від перших двох мінералів відрізняється світлішим, латунно-жовтим забарвленням, вищою твердістю (порівняно з халькопіритом) і негативною реакцією на Cu та Co. Щоб відрізнити пірит від марказиту, іноді необхідно застосовувати більш точні методи дослідження.

Сфалерит ZnS . Сфалерит трапляється у шліхах надзвичайно рідко і з'являється в них тільки в безпосередній близькості від корінних родовищ, тому шліхи, які містять сфалерит, мають велике значення при розшуках корінних родовищ поліметалів. Містить

домішки Fe, Mn, інколи Cd, Hg, Pb, Sn, іноді сліди In, Ga, Tl, Ag, Au. Сингонія кубічна, кристали у вигляді тетраедрів, рідше – у вигляді кубів і додекаедрів, на гранях можна розрізнити тонке штрихування (рис. 26). Звичні двійники по площині (111). Часто

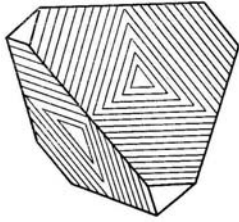


Рис. 26. Сфалерит.
Форма кристалів.

натічні, радіально-променисті або волокнисті утворення. Колір змінюється від світлого буро-жовтого (клейофан) до темно-коричневого, майже чорного (марматит). Риса клейофану від безбарвної до світло-жовтої; марматит має червонувато-коричневу густу рису. Марматит слабо просвічує лише в тонких уламках, а світлий клейофан прозорий. Блиск сильний алмазний, у марматиті до металоподібного. Зерна сфалериту зазвичай

мають неправильну форму, але в них завжди добре видно досконалу спайність у шести напрямках по ромбододекаедру (110). Злам раковистий. Завдяки сильному блиску на площинах спайності, сфалерит добре виділяється серед маси зерен силікатів. Твердість 3,5–4. Мінерал крихкий і при натисканні склом легко розсипається на кутасті пластинчасті уламки, на яких чітко видно досконалу спайність. Густина 3,5–4,2. Люмінесціює червоним кольором у катодних і ультрафіолетових променях. Прозорий до просвічуючого. Дуже високий показник заломлення: $n=2,37-2,47$, збільшується з підвищенням вмісту Fe. Ізотропний. Розчиняється в HNO_3 і концентрованій HCl з виділенням H_2S . Дає реакцію на Zn з $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$. Для визначення сфалериту велике зерно мінералу прожарюють на вугіллі; при цьому сфалерит дає білий наліт ZnO , який після змочування $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ та повторного прожарювання в окиснювальному полум'ї набуває зеленого кольору.

Трапляється в розсипищах рідко, тільки поблизу корінних родовищ. У шліхах наявний у зернах неправильної форми з ясно вираженою спайністю й алмазним блиском. Інколи трапляються кристали, що зберігають форму тетраедра з характерним штрихуванням на гранях. Походження – корінні родовища сульфідних руд, гідротермальні жильні, колчеданні та стратиформні родовища. Асоціює зі сульфідами (галенітом, піритом), баритом, флюоритом. Основне джерело цинку.

За фізичними властивостями сфалерит діагностувати досить важко. За зовнішнім виглядом він дуже подібний на вольфраміт, колумбіт, а його світлозабарвлені різновиди важко відрізнити від

сфену, монациту, а інколи і гранату. Діагностують за жовто-бурою або червонувато-коричневою рисою, наявністю бурих або червонуватих внутрішніх рефлексів, а також за характером розчинення в кислотах, мікрохімічною реакцією на Zn і властивістю люмінесценціювати в короткохвильовому випромінюванні, за сильним алмазним блиском, досконалою спайністю та забарвленням. Перевіряють під мікроскопом за винятково високим показником заломлення та ізотропністю. За зовнішнім виглядом інколи подібний до каситериту, сфену, брукіту. Від усіх цих мінералів легко можна відрізнити під мікроскопом за ізотропністю. Від бурого гранату і пікотиту відрізняють за хімічною реакцією на Zn.

Халькопірит CuFeS_2 у розсипищах поширений досить нерівномірно. Зазвичай містить Ag, Au, також сліди Se і Te. Сингонія тетрагональна. Кристалізується в тетраедрах або більш складних формах, які містять октаедр (рис. 27). Спайність нечітка, по (201) іноді ясна. Злам нерівний, раковистий. Крихкий. Твердість 3,5–4. Густина 4,1–4,3. Блиск металічний. Колір на свіжому зламі латунно-жовтий, іноді з зеленкуватим відтінком. На поверхні зерен досить часто помітна строката синювата або сіро-жовта побіжалість. Нерідко зерна вкриті зеленими плівками малахіту і буро-чорними примазками гідроксидів заліза.

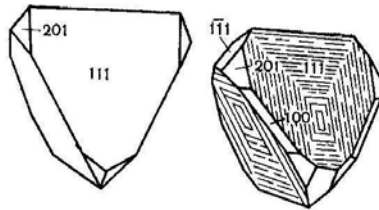


Рис. 27. Халькопірит. Форми кристалів.

Риса чорна, інколи з зеленкуватим відтінком. Непрозорий. Розчиняється в HNO_3 (важко), в «царській водці» (легко). Розчин дає реакцію на Fe і Cu з $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$.

У розсипищах легко руйнується, тому трапляється в шліхах зрідка і тільки біля корінних родовищ. Має вигляд зазвичай неправильних, гострокутних кутастих, ізометричних, іноді слабко закруглених зерен, частково окиснених і змінених.

Походження – переважно жильні та гідротермальні родовища різних типів. Тут асоціює з магнетитом, піритом, піроотином та іншими сульфідами; часто трапляється в контактово-метасоматичних (скарнових) родовищах, що генетично пов'язані з гранітоїдами. Також інколи наявний у жилах, які тяжіють до кислих і середніх ефузивів. Разом із піроотином, пентландитом, магнетитом,

піритом та іншими мінералами трапляється в основних породах (габро, габро-норитах, габро-діабазах та ін.).

Визначають за латунно-жовтим кольором, неправильною формою зерен і непрозорістю. Перевіряють хімічною реакцією на Cu . У дрібних уламках він іноді подібний до піриту, від якого відрізняється меншою твердістю і реакцією на мідь.

Флюорит CaF_2 у шліхах трапляється зрідка, бо легко руйнується, внаслідок досконалої спайності та невеликої твердості. Іноді містить домішку Cl . Сингонія кубічна. Габітус кристалів кубічний, інколи октаедричний (рис. 28). Утворює двійники проростання по

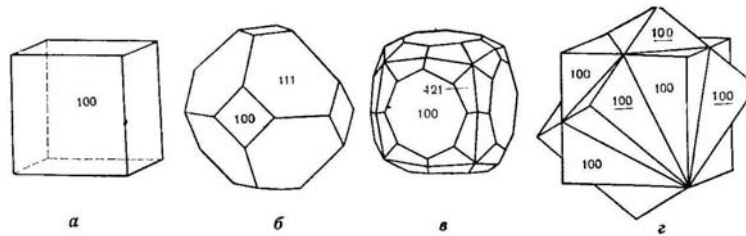


Рис. 28. Флюорит: *a*, *б*, *в* – форми кристалів; *г* – двійник проростання.

(111). Спайність досконала по (111) (октаедру). Злам сходинковий або рівний. Крихкий. Твердість 4. Густина 3,18. Блиск скляний. Колір фіолетовий, зелений, жовтий, інколи голубий, червоний, білий, безбарвний; часто нерівномірний. Іноді містить включення оксидів заліза та марганцю. Поганий провідник електрики. Сильно флуоресцює під дією рентгенівських променів. Люмінесцює фіолетовим або зеленим кольором у катодних, рентгенівських і ультрафіолетових променях. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення низький; $n=1,434$. Ізотропний, іноді демонструє ненормальне двозаломлення, зумовлене внутрішнім напруженням мінералу. При нагріванні в концентрованій H_2SO_4 розкладається з виділенням пухирців HF , що роз'їдають скло.

У розсипищах флюорит легко руйнується і тому трапляється лише поблизу корінних родовищ. Наявний у шліхах в зернах неправильної форми, що інколи зберігають залишки кубічної чи октаедричної форми. У зв'язку з досконалою спайністю зерна флюориту при транспортуванні подрібнюються головним чином шляхом дроблення і, незважаючи на низьку твердість мінералу в звичайних умовах переносу, майже не обкатуються. Тому обкатані зерна флюориту не тільки вказують на тривале транспортування

частинок, але й свідчать про спокійний режим переносу, притаманний, наприклад, рівнинним річкам.

Корінні родовища різноманітні, в більшості пов'язані з кислими та помірно кислими і лужними породами. У невеликих кількостях флюорит трапляється як акцесорний мінерал у лейкократових мусковітових гранітах. Широко розповсюджений у високотемпературних пневматоліто-гідротермальних жильних і штокверкових родовищах Sn, W, Mo, а також у грейзенах, супутніх таким родовищам. Утворює самостійні (з підпорядкованою домішкою сульфідів, кварцу, кальциту) родовища жильного та метасоматичного типу, що тяжіють до зон дроблення й окварцювання у сланцях і пісковиках або у вапняках. Супутники флюориту в розсипищах – барит, пірит, галеніт, кіновар (асоціація мінералів низькотемпературних родовищ), а також арсенопірит, топаз, турмалін, монацит, ксенотим (мінеральна асоціація високотемпературних жил і грейзенів).

Визначають за кольором, блиском і формою кристалів. Перевіряють під мікроскопом за ізотропністю та низьким показником заломлення. За зовнішнім виглядом може бути подібний до апатиту, шееліту, бариту, гранату, шпінелі, циркону або топазу, від яких відрізняється нижчим показником заломлення (меншим блиском) та іншими оптичними показниками.

Каситерит SnO₂ трапляється у шліхах досить часто. Іноді має домішки Ta₂O₅, Nb₂O₅, Fe₂O₃. Сингонія тетрагональна. Кристали призматичні або дипірамідальні, іноді досить тонкі, голчасті (рис. 29). Грані призми часто мають вертикальне штрихування. Іноді утворює колінчасті двійники по (101). Спайність по (100) недосконала, по (111) неясна, по (110) ледь помітна. Злам нерівний до раковистого. Твердість 6–7. Густина 6,8–7,1. Блиск алмазний, інколи масний полиск. Колір бурий, чорний, інколи червоний, зеленкуватий, жовтий, сірий, безбарвний. Зазвичай мінерал забарвлений нерівномірно – смугами або плямами. Риса чорних відмін – бура; світлі відміни риси не дають.

Показник заломлення високий: $n_e=2,093$; $n_o=1,997$. Двозаломлення високе: $n_e-n_o=0,096$. У темних різновидах інтерференційне забарвлення часто маскується природним кольором мінералу. Оптично одновісний, додатний, але інколи дає аномально двовісну фігуру з невеликим кутом оптичних осей. Пряме погасання паралельне ребру призми. Забарвлені відміни іноді плеохроїчні: n_e – безбарвний, золотисто-жовтий, сірий; n_o – червоний, бурий, чорний.

У кислотах не розчиняється. На цинковій пластинці у присутності HCl відновлюється до металевого олова, що відкладається

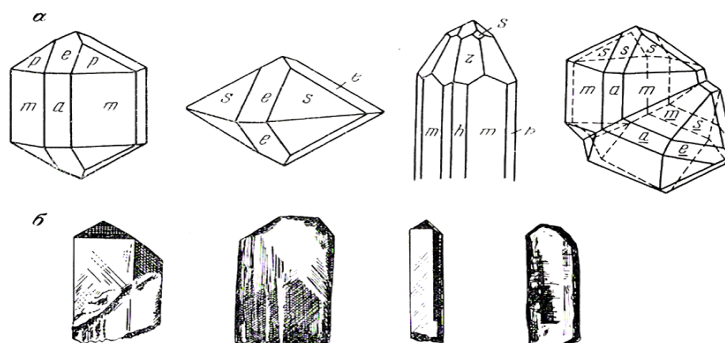


Рис. 29. Каситерит: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

рівною плівкою на поверхні мінералу. Цю плівку можна видалити із зерен каситериту нагріванням з HCl. Отриманий розчин при додаванні краплі какотеліну забарвлюється у фіолетовий колір.

Трапляється зазвичай у вигляді неправильних, обкатаних зерен, поверхня яких часто вкрита тріщинками та дрібними западинами. Зрідка зберігаються призматичні кристали, що закінчуються тетрагональною пірамідою. Інколи – колінчасті двійники. Забарвлення досить різноманітне – від безбарвного до чорного. Інколи трапляються натічні радіально-променеві утворення з концентричним нарощуванням тонких шарів (дерев'янисте олово). Встановлена певна залежність морфологічних особливостей і хімічних властивостей каситериту від умов його утворення. Типоморфні особливості каситериту з корінних родовищ різноманітних генетичних типів часто можуть бути використані для визначення джерела каситериту при формуванні розсипищ. Типоморфний обрис і габітус каситериту, що змінюється від ізометричного пірамідального в пегматитах через короткопризматичний у грейзенах до довгопризматичного, іноді голчастого – у гідротермальних родовищах.

За даними Є.І. Долманової та ін. (1969 р.), хімічний склад є головною ознакою, на основі якої можна розрізнити каситерити різного генезису. Встановлено, що більша частина елементів-домішок міститься в каситериті у вигляді мікрровключень інших

мінералів – тапіоліту $(\text{Fe,Mn})(\text{Ta,Nb})_2\text{O}_6$, вольфраміту, рутилу, ільменіту, гематиту та ін. Показником умов утворення каситериту може бути форма кристалів, двійники, а також колір мінералу.

Корінні родовища каситериту генетично пов'язані з кислими гранітоїдами та їхніми жильними похідними. Відомо такі основні типи родовищ:

1. Пегматитові.
2. Каситерит-польовошпат-кварцові та каситерит-кварцові пневматоліто-гідротермальні.
3. Каситерит-сульфідні гідротермальні.

Каситерит кожного з цих типів родовищ характеризується певними типоморфними особливостями з пегматитів і пневматолітових родовищ – темним, майже чорним кольором і коротко-призматичним, майже дипірамідальним габітусом, тоді як каситерит із гідротермальних жил має бурий колір і видовжено-призматичний габітус.

Серед гідротермальних родовищ каситериту виділяють дві групи:

1. Кварцово-каситеритові. Вони нагадують за своїм складом пневматолітові утворення.
2. Сульфідно-каситеритові. Для них характерний для широкий розвиток сульфідів – арсенопіриту, піриту, піротину, вісмітину, халькопіриту. Хоч каситериту в цих родовищах менше, ніж інших мінералів, але він має велике промислове значення.

Названі типи родовищ належать до первинних. Із них при вивітрюванні утворюються вторинні, або розсіпні, родовища, які іноді мають велику промислову цінність. Каситерит належить до числа досить звичних мінералів розсіпищ, але у значних кількостях він трапляється лише в районах розповсюдження гранітів, гранодіоритів та інших близьких до них за складом кислих порід. Тут каситерит інколи утворює значні розсіпні концентрації, що мають важливе промислове значення. У районах з іншою геологічною будовою (без гранітних інтрузій) каситерит у шліхах трапляється тільки спорадично, а досить часто його зовсім немає.

У розсіпищах звичайно супроводжується золотом, цирконом, турмаліном, монацитом, часто топазом, піритом, арсенопіритом, флюоритом, інколи вольфрамітом, шеелітом, колумбітом і деякими іншими мінералами.

Визначають за високою густиною, блиском, забарвленням і формою зерен. Перевіряють плівковою реакцією з HCl на цинковій

пластинці та за оптичними властивостями. Оскільки забарвлення та форма виділення каситериту дуже різноманітні, то його легко можна пропустити при мінералогічному аналізі шліхів. Тому при визначенні каситериту рекомендується для контролю всю важку фракцію шліха обробляти соляною кислотою на цинковій пластинці (при нагріванні) для відновлення до металевого олова.

За зовнішнім виглядом схожий на рутил і циркон, інколи на монацит і титаніт. Від усіх мінералів відрізняється реакцією відновлення на цинковій пластинці за допомогою HCl.

Корунд Al_2O_3 належить до числа порівняно звичних мінералів розсипищ. Сингонія тригональна. Кристали гексагонально-пірамідального габітусу, іноді з призмою; часто діжкоподібні; також гострі гексагональні дипіраміди (рис. 30). Утворює двійники просторання по $(10\bar{1}1)$. Спайності немає. Злам нерівний,

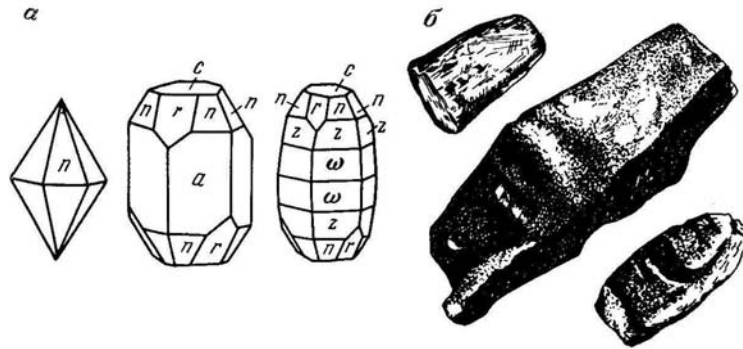


Рис. 30. Корунд: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

раковистий. Крихкий. Твердість 9. Густина 3,95–4,10. Блиск скляний, інколи масляний полиск у тонкозернистих і приховано-кристалічних агрегатів. Колір білий, сірий, жовтий, синій (сапфір), червоний (рубін), найчастіше трапляється голубувато-сірий (завичай плямистий) корунд. Поганий провідник електрики. У катодних і ультрафіолетових променях люмінесціює голубим або червоним. Показник заломлення високий: $n_o=1,765-1,771$; $n_e=1,759-1,763$. Двозаломлення слабе $n_o-n_e=0,008$. Оптично одновісний від'ємний. Часто дає аномальну двовісну фігуру з невеликим кутом оптичних осей. Яскраво забарвленим відмінам притаманний плеохроїзм: n_e – зелений, синій або безколірний; n_o – синій. У кислотах не розчиняється.

Трапляється у шліхах зазвичай в характерних діжкоподібних або призматичних, злегка обкатаних кристалах чи в неправильних зернах.

Серед корінних родовищ корунду виділяють магматичні, контактово-метасоматичні та метаморфічні. У розсипищах, генетично зв'язаних з магматичними родовищами, супутниками корунду є: циркон, ільменіт, альмандин, магнетит, іноді монацит, пірохлор, аланіт, лужна рогова обманка та ін. Із процесами контактового метаморфізму пов'язані родовища корунду, що залягають у мармуризованих вапняках і в метаморфізованих мергелястих або бокситових карбонатних породах. Тут асоціює з магнетитом, гематитом, хлоритоїдом, шпінеллю, гранатами, іноді з піритом (так звані наждаки). У глиноземистих породах, що були піддані регіональному метаморфізму та перетворилися на різноманітні кристалічні сланці, корунд асоціює з дистеном, альмандином, шпінеллю, магнетитом, рутилом та іншими мінералами. Супутниками корунду з таких родовищ у розсипищах, окрім названих мінералів, є також гіперстен, діопсид-геденбергіт, андалузит, силіманіт, глиноземиста рогова обманка, ільменіт.

Визначають за формою та кольором кристалів, високою твердістю і нерозчинністю в кислотах. Перевіряють під мікроскопом за високим показником заломлення, низьким двозаломленням і плеохроїзмом забарвлених відмін. За зовнішнім виглядом може бути подібний до гранату і червоної шпінелі, від яких відрізняється ізотропністю останніх. Від топазу відрізняється вищим показником заломлення, вищою твердістю й відсутністю спайності.

Рутил TiO_2 трапляється практично в кожному шліху, але в невеликих кількостях, і є звичним мінералом важкої фракції. Містить домішки Fe, інколи Sn. Сингонія тетрагональна. Призматичні або голчасті кристали, які часто утворюють колінчасті двійники по (101) та інколи по (301) (рис. 31). Грані призматичних кристалів зазвичай вкриті штрихуванням або боріздками паралельно до ребра призми. Спайність по (100) ясна, але під бінокулярною лупою майже не розрізняється. Злам нерівний, раковистий. Крихкий. Твердість 6–6,5. Густина 4,18–4,25, іноді сягає 5,2. Близько алмазний, сильний скляний, а у темнозабарвлених відмін – металопоподібний зі синюватою побіжалістю. Колір червоний, бурий, жовтий, чорний; інколи синій, рожевий, зелений.

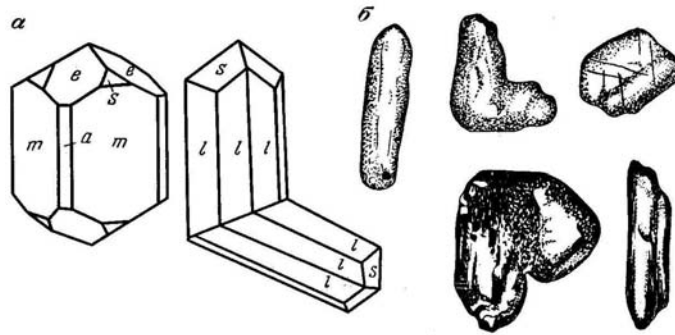


Рис. 31. Рутил: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Риса безбарвна, і тільки в чорних рутилів можна отримати світлобуру рису. Прозорий до непрозорого. Показник заломлення дуже високий: $n_e=2,889-2,903$; $n_o=2,606-2,616$. Двозаломлення дуже високе: $n_e-n_o=0,286-0,287$. Оптично одновісний, додатний. Завдяки полісинтетичному двійникуванню іноді спостерігається аномальна двовісна інтерференційна фігура. У забарвлених зернах достатньої товщини наявний слабкий плеохроїзм. Не люмінесцює. У кислотах не розчиняється. Після сплавлення з $K_2S_2O_7$ та розчинення сплаву в H_2SO_4 дає реакцію на Ti з H_2O_2 .

Призматичні, тичкуваті кристали з вертикальним штрихуванням граней, колінчасті двійники або неправильні обкатані зерна. Рутил зазвичай забарвлений у червоний колір. Чорні та бурі відміни в тонких осколках також мають червонуватий відтінок.

Корінні родовища рутилу, головню, пов'язані з породами, що сформувались у процесі регіонального метаморфізму. Як важливий акцесорний мінерал він широко розповсюджений у слюдистих сланцях, філітах, амфіболітах, різноманітних зелених сланцях, гнейсах, еклогітах, слюдистих кварцитах. Часто трапляється в жилах альпійського типу. Тут асоціює з епідотом, анатазом, брукітом, актинолітом, аксинітом, титанітом, гематитом. Зрідка рутил знаходять як акцесорний мінерал у різноманітних магматичних породах, головню, в сієнітах, діоритах, плагіоклазитах. Відомий у скарнах і роговиках. Супутники – ільменіт, анатаз, брукіт, апатит, ставроліт, топаз, турмалін. Відміни: сагеніт – «сітчаста» відміна рутилу, складається з тонких кристалів, що утворюють колінчасті двійники.

Визначають за формою та кольором зерен, сильним блиском і наявністю колінчастих двійників. Перевіряють за оптичними властивостями та хімічною реакцією на Ti . Від каситериту відрізняється відсутністю хімічної реакції відновлення на цинку, від циркону – хімічною реакцією на Ti .

Сподумен $LiAl[S_2O_6]$ для шліхів є нетиповим (у поверхневих умовах нестійкий і в розсипищах майже не зберігається). Сингонія моноклінна. Кристали призматичні, часто сплюснуті по (100)

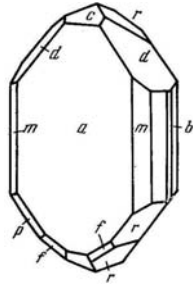


Рис. 32.
Сподумен.
Форма кристалів.

(рис. 32). На гранях призми вертикальне штрихування. Утворює двійники по (100). Спайність досконала по (110). Злам нерівний. Твердість 6,5–7. Густина 3,13–3,20. Блиск скляний, інколи перламутровий полиск. Колір білий із зеленкуватим або сіруватим відтінком, зелений, жовтий, рожеватий. Риса біла. Поганий провідник електрики. У катодних променях люмінесцює яскравим рожевато-жовтим кольором; в ультрафіолетових променях не люмінесцює. Прозорий до просвічуючого. $n_g=1,675-1,681$; $n_m=1,66-1,67$; $n_p=1,651-1,668$; $2V=54-68^\circ$. Двозаломлення високе: $n_g-n_p=0,013-0,027$. Оптично двовісний, додатний. $cn_g=23-27^\circ$. У забарвлених відмінах спостерігається плеохроїзм: n_p – пурпуровий або зелений; n_m – рожевий або зелений; n_g – безбарвний. У кислотах не розчиняється. Відміни, що не містять домішок Na , забарвлюють полум'я в червоний колір.

Трапляється в розсипищах зрідка у вигляді обкатаних пластинчастих або призматичних кристалів жовтуватого чи зеленого кольору. Легко руйнується. Походження – пегматитові жили, пов'язані з гранітами. Супутники – турмалін, берил, монацит, гранат, рутил, каситерит, танталіт, колумбіт. Відміни: кунцит – прозорий, малиновий сподумен із фіолетовим відтінком; гіденіт – зелений прозорий сподумен.

Визначають за формою кристалів, забарвленням і тріщинуватістю. Перевіряють хімічною реакцією на Li . Від інших піроксенів, подібних до нього за зовнішнім виглядом, відрізняють під мікроскопом за оптичними властивостями.

Тремоліт $Ca_2Mg_5(OH)_2 [Si_4O_{11}]_2$ для шліхів є нетиповим і не становить практичного інтересу. Іноді Mg заміщується Fe^{2+} , і тоді тремоліт переходить в актиноліт. Сингонія моноклінна. Кристалізується у призматичних або волокнистих кристалах. Спайність

хороша по (110), інколи по (100) та (010). Злам напівраковистий, нерівний. Твердість 5–6. Густина 2,9–3,0. Блиск скляний, полиск шовковистий. Колір білий, сірий, часто безбарвний. Люмінесціє жовтим, червоним або фіолетовим кольором у катодних, рентгєнівських і ультрафіолетових променях. $n_g=1,624-1,640$; $n_m=1,613-1,625$; $n_p=1,600-1,611$ для чистого тремоліту. Показник заломлення збільшується у відмінах, що містять ізоморфну домішку Fe^{2+} . $2V=81-88^\circ$. Двозаломлення середнє: $n_g-n_p=0,024-0,029$. Оптично двовісний, від'ємний. $cn_g=14-20^\circ$. У забарвлених відмінах спостєряється плеохроїзм. У кислотах не розчиняється.

Трапляється у стовпчастих або волокнистих кристалах із хорошою спайністю або в неправильних зернах. Походження – кристалічні сланці та інші метаморфічні породи. Супутники – інші амфіболи та піроксени. В асоціації з гранатами, воластонітом, діопсидом, епідотом, магнетитом і сульфїдами розповсюдженій у скарнах, а також у кристалічних мармурах і вапнистих роговиках.

Визначають за «роговообманкоподібним» зовнішнім виглядом, світлим забарвленням і хорошою спайністю. Перевіряють під мікроскопом за оптичними властивостями. Від подібного до нього діопсиду відрізняють за нижчим показником заломлення, меншим кутом погасання та відсутністю включень, що зазвичай трапляються в діопсиді.

Топаз $Al_2(F,OH)_2[SiO_4]$ трапляється у шліхах не дуже часто, але нарівні з флюоритом і бериллом є характерним парагенетичним супутником таких промислово важливих рудних мінералів, як каситерит, вольфрамїт та іноді шеєліт. Топаз іноді містить домішки заліза. Сингонія ромбічна.

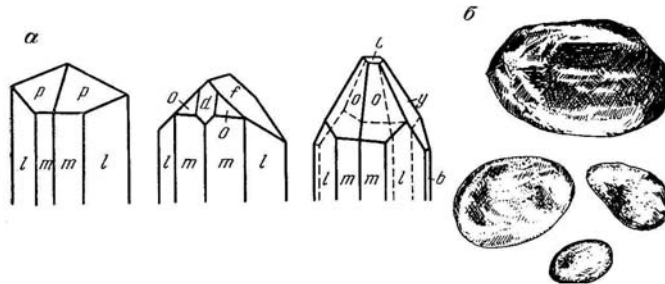


Рис. 33. Топаз: а – форма кристалів; б – форми зерен у розсипищах.

Кристали зазвичай призматичні з переважаючим розвитком граней (110) або (120) (рис. 33). Грані призматичної зони часто мають вертикальне штрихування. Двійники не спостерігаються. Спайність по (001) досконала. Злам сходинковий, або сходинково-раковистий. Твердість 8. Густина 3,4–3,6. Блиск скляний, на площині спайності (001) – перламутровий полиск. Колір жовтий, сірий, зелений, синій; частіше – безбарвний. Риса безбарвна. У катодних і ультрафіолетових променях люмінесціює яскраво-голубим кольором. Показник заломлення порівняно високий, змінюється залежно від складу: $n_g=1,617-1,638$; $n_m=1,610-1,631$; $n_p=1,607-1,629$. $2V=48-66^\circ$. Двозаломлення низьке; $n_g-n_p=0,008-0,010$. Оптично двовісний, додатний. Призматичні перетини дають пряме погасання. Ясна дисперсія, $r > v$. У кислотах не розчиняється. Після сплавлення з Na_2CO_3 дає реакцію на F.

У розсипищах перебуває у вигляді добре обкатаних безбарвних або блідозабарвлених зерен еліпсоподібної чи яйцеподібної форми. Поверхня таких обкатаних зерен зазвичай матова, шорстка; іноді спостерігаються поверхневі тріщини. Рідше трапляються призматичні кристали з тонким вертикальним штрихуванням граней.

Корінні родовища топазу досить різноманітні. Широко розповсюджений у грейзенізованих лейкократових гранітах і грейзенах, що утворюються за рахунок кислих ефузивних порід і глинистих сланців. Трапляється в роговиках на контактах з масивами гранітів. Спостерігається в деяких гранітних пегматитах, звичний у високотемпературних кварц-вольфрамітових, кварц-каситеритових та інших жилах. Інколи наявний у вторинних кварцитах, що виникають у процесі пневматоліто-гідротермальної зміни ефузивних порід. Супутники – флюорит, берил, турмалін, часто вольфраміт, каситерит і шеєліт, рідше молібденіт, арсено-пірит, пірит, гематит, андалузит.

Визначають за формою кристалів або наявністю добре обкатаних еліпсоподібних зерен із матовою шорсткою поверхнею, за високою твердістю і скляним блиском. Перевіряють під мікроскопом за оптичними властивостями. За зовнішнім виглядом подібний до багатьох безбарвних мінералів. Від каситериту відрізняють за негативною реакцією на олов'яне дзеркало при відновленні на цинковій пластинці та за оптичними властивостями (каситерит виявляє високий показник заломлення та сильне двозаломлення). Від андалузиту відрізняють за відсутністю

слюдистих і вуглистих включень, трохи нижчим двозаломленням і оптично додатним знаком, від кварцу та берилу – високою густиною (тоне у бромформі) та двовісною фігурою, від силіманіту – нижчим показником заломлення, від кіаніту – відсутністю включень, а від діаманта – низьким показником заломлення й анізотропією.

Циркон $ZrSiO_4$ – звичний мінерал шліхів, але рідко становить практичний інтерес. Часто має незначні домішки Fe_2O_3 . Сингонія тетрагональна. Призматичні або дипірамідальні кристали, іноді складніші форми (рис. 34). Утворює колінчасті двійники по (101), як у рутилу та каситериту. Спостерігається залежність морфології

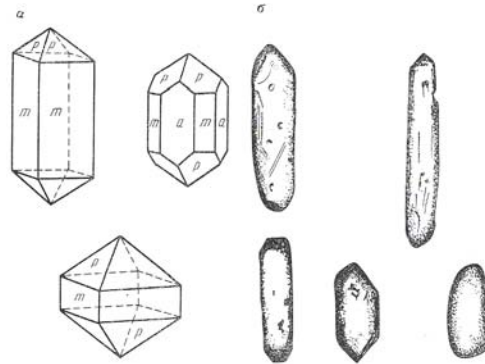


Рис. 34. Циркон: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен, у розсипищах.

кристалів циркону від умов утворення та складу магматичної породи: видовжені призматичні форми кристалів, що характеризуються переважанням розвитком призми (110) та дипіраміди (111), звичні для циркону зі сієнітів і лужних сієнітів. Ступінь видовження коливається в межах 1,5–2,5. Призматичний циркон із переважанням розвитком призми (100) та дипіраміди (111) з коефіцієнтом видовження в межах 2–3 (інколи більше) трапляється у гранітах і їхніх жильних похідних. Ізометричні форми, що характеризуються розвитком тетрагональних призми першого та другого роду і граней основної дипіраміди, з коефіцієнтом видовження не більше 1,5–2 трапляються в помірно кислих гранітах – гранодіоритах, тоналітах. Дипірамідальні форми з незначним розвитком

граней призми характерні для лужних порід – нефелінових сієнітів, пегматитів і деяких жильних гідротермальних порід (карбонатитів та ін.). Списоподібні призматичні форми з різким переважанням кінцевих граней дипіраміди спостерігаються в гранодіоритах, плагіогранітах і багатьох інших породах.

Спайність по (110) і (111) недосконала. Злам раковистий, нерівний. Твердість 7,5. Густина зазвичай 4,68–4,70, але для деяких відмін характерне коливання густини в ширших межах – від 3,98 до 4,86. Блиск алмазний. Безбарвний, блідо-жовтий, рожевий, бурий, зелений, червоний, темно-бурий до чорного. Риса безбарвна. Інколи містить рідкі включення, а також включення апатиту, ксенотиму і рідкісних земель. Поганий провідник електрики. Характеризується жовтою, оранжевою або зеленою люмінесценцією в катодних, ультрафіолетових і рентгенівських променях.

Показник заломлення високий: $n_e=1,968-2,015$; $n_o=1,923-1,960$. $n_e-n_o=0,045-0,055$. Оптично одновісний, додатний, але іноді аномально двовісний. У деяких густо забарвлених різновидах спостерігається слабкий плеохроїзм. У кислотах не розчиняється. У порошку сплавляється зі содою і після розчинення в розбавленій HCl забарвлює куркумовий папір в оранжевий колір.

Циркон у розсипищах досить стійкий і широко розповсюджений. Трапляється, зазвичай, у вигляді добре збережених кристалів призматичного габітусу або в більш складних формах; іноді спостерігаються обкатані прозорі зерна або неправильні гострокутні обломки. Помічено, що в обкатаних зернах забарвлені різновидності циркону наявні частіше, ніж безбарвні. Циркон – один із найбільш поширених мінералів розсипищ, який трапляється майже всюди, але особливо поширений у районах розвитку гранітоїдів, сієнітів, лужних сієнітів та інших кислих і середніх вивержених порід. Походження – різноманітні вивержені породи, особливо кислі та середні; пегматити. Супутники – ільменіт, магнетит, апатит, турмалін, гранат, монацит, золото, корунд, рутил. У зв'язку зі своєю високою хімічною і абразивною стійкістю, у найбільших кількостях циркон концентрується в розсипищах відносно простого складу, сформованих у процесі інтенсивного відбору обломкового матеріалу за ознакою механічної та хімічної стійкості частинок. Найбільші концентрації циркону звичайно тяжіють до алювіальних суттєво кварцових піщано-галькових і піщаних відкладів, що виникають при перемиванні рихлого матеріалу давніх кір вивітрювання, а також до прибережно-

морських і деяких озерних відкладів, що формуються у процесах довготривалої переробки уламкового матеріалу та селективного відбору найбільш міцних і важких мінеральних компонентів. У розсипищах цих типів циркон супроводжується рутилом, лейкоксеном, брукітом, турмаліном, гематитом, шпінеллю, дистеном, монацитом, каситеритом, альмандином, магнетитом, хромшпінелідом, інколи корундом та іншими стійкими в умовах транспортування і звітрювання мінералами. Нерідко він становить більшу частину важкої фракції шліхів. Відміни: гіацинт – прозорий циркон оранжевого, червоного, фіолетового або буруватого кольору; циртолїт – містить домішки рідкісних земель, U, Th, Hf, H₂O, бурого кольору, твердість менше 6, густина 4.1, показник заломлення та двозаломлення нижчий, ніж у нормального циркону, іноді ізотропний; малакон – за складом близький до циртолїту, твердість 6, густина 3,89–3,93; наегіт – циркон, що має домішки Hf, Th, U, Ta, Nb, колір зелений або бурий, твердість 7.5 густина 4.1, звичайно ізотропний.

Визначають за формою кристалів, сильним блиском і високою твердістю. Перевіряють під мікроскопом за високим показником заломлення, сильним двозаломленням та за іншими оптичними властивостями. За зовнішнім виглядом може бути подібний до каситериту, рутилу, ксенотиму. Від каситериту відрізняють за меншою густиною та негативною реакцією на олов'яне дзеркало при відновленні на цинковій пластинці; від рутилу – за меншою прозорістю останнього та відсутністю хімічної реакції на Ti, від ксенотиму – вищим показником заломлення та відсутністю хімічної реакції на P.

Апатит $\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})_2[\text{PO}_4]_3$ у шліхах трапляється часто, але практичного значення не має. Містить домішки Mn, Nd, Pr, Ce, La та інші. Сингонія гексагональна. Кристали призматичного габітусу; що закінчуються зазвичай дипірамідою (1010) або базопінакоїдом (0001). Інколи таблитчасті кристали (рис. 35).

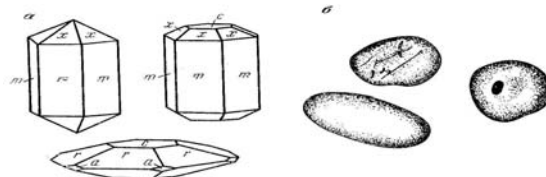


Рис. 35. Апатит: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

Спайність недосконала по (0001) і (1010). Злам раковистий і нерівний. Твердість 5. Густина 3,17–3,23. Блиск скляний невиразний, інколи масний або перламутровий полиск. Колір зеленкуватий, синювато-зелений; рожевувато-ліловий, сірий; часто білий, безбарвний або бурий. Риса біла. Зазвичай містить дрібні включення, іноді рідкі та газоподібні. Поганий провідник електрики. Яскраво люмінесціює в катодних, рентгенівських і ультрафіолетових променях. Інтенсивність і колір люмінесценції змінюється в широких межах залежно від домішок. Показник заломлення: $n_o=1,632-1,667$; $n_e=1,630-1,664$. Двозаломлення низьке; $n_o-n_e=0,002-0,005$. Одновісний, від'ємний; іноді дає псевдодвовісну фігуру. Темнозabarвлені відміни іноді слабо плеохроюють. Розчиняється в HCl та HNO₃. При розчиненні в H₂SO₄ часто випадає осад CaSO₄, що перешкоджає подальшому розчиненню мінералу. Після розчинення в HNO₃ дає реакцію на P з молібденокислим амонієм.

Трапляється зазвичай в обкатаних призматичних або округлих зернах. Часто зберігається гексагональна призма. Поверхня зерен нерівна, матова. Досить часто напівпрозорий завдяки наявності дрібних внутрішніх тріщин і включень; іноді включення розташовані орієнтовано, переважно паралельно до головної осі кристала.

Походження – магматичні породи як кислі, так і основні, особливо граніти, сієніти, габро; метаморфізовані породи; перекристалізовані вапняки, сланці, гнейси, пегматитові жили у гранітах. Супутники – турмалін, слюда, берил, топаз, титаніт, флюорит. Якщо утворюється в метаморфізованих вапнякових породах, супутниками є: титаніт, амфіболи, гранат, циркон, піроксен, везувіан. Разом з карбонатами, магнетитом, флогопітом та іншими мінералами трапляється в пневматоліто-гідротермальних родовищах, які тягнуться до масивів ультраосновних і лужних порід.

Визначають за формою та кольором зерен. Якщо зберігає гексагональну призму, то по ній апатит легко відрізнити від інших мінералів. Перевіряють за оптичними властивостями під мікроскопом і за хімічною реакцією на фосфор. В обкатаних зернах зовні подібний до кварцу, флюориту, гранату, турмаліну, берилу. Від них відрізняють за легкою розчинністю в HNO₃ та реакцією на P з молібденокислим амонієм. Крім того, від кварцу та берилу апатит можна відрізнити за більшою густиною; від флюориту і гранату – за анізотропністю й показником заломлення.

Барит $Ba[SO_4]$ – досить розповсюджений мінерал розсипищ, у деяких районах іноді переважає у важкій неелектромагнітній фракції шліхів. Сингонія ромбічна. Кристали зазвичай таблитчасті по (001) або призматичні, витягнуті по (010), з добре розвинутими гранями (102) (рис. 36).

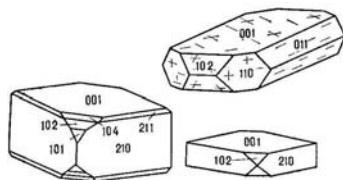


Рис. 36. Барит. Форми кристалів, штрихами показані напрямки тріщинок спайності.

Часто сферичні агрегати, які в розрізі мають радіально-променисту будову. Іноді волокнистий. Спайність досконала по (001) та (110) (рис. 36). Злам нерівний. Крихкий. Твердість 2,5–3,5. Густина 4,3–4,7. Блиск скляний, полиск перламутровий, іноді матовий. Колір білий, синюватий, жовтий; часто безбарвний. Риса біла. Поганий провідник електрики. Люмінесцює в катодних променях фіолетовим, у рентгенівських променях – зеленим, в ультрафіолетових променях – фіолетовим, жовтим або рожевим кольором. Прозорий до просвічуючого. Високий показник заломлення: $n_g=1,648$; $n_m=1,637$; $n_p=1,636$. $2V=37^\circ$. Двозаломлення низьке: $n_g-n_p=0,012$. Оптично двовісний, додатний. Призматичні зерна дають пряме погасання. У кислотах не розчиняється, змочений HCl забарвлює полум'я в зелений колір. Дає реакцію на Ва.

Трапляється зазвичай у кутастих зернах неправильної форми або в прямокутних пластинках за спайністю. Зерна зрідка бувають обкатані. Походження – баритові жили. Пісковики, в яких барит є цементом. Металоносні жили зазвичай з рудами Pb, Cu, Fe, Zn, Ag, Hg та ін. Супутники – галеніт, сфалерит, флюорит, мінерали мангану.

Визначають барит за високою густиною, кутастою формою зерен і нерівномірним блиском. Перевіряють за оптичними властивостями під мікроскопом, за нерозчинністю в кислотах і хімічною реакцією на Ва. За зовнішнім виглядом подібний до багатьох безбарвних мінералів шліхів. Відрізняється від усіх, крім шесліту, високою густиною й оптичними властивостями. Від кальциту, з яким нерідко трапляється разом, відрізняється нерозчинністю в кислотах.

Шееліт $\text{Ca}[\text{WO}_4]$ у шліхах трапляється зрідка, але в районах розвитку гранітних інтрузій спостерігається загальне «зараження» шліхів шеелітом. Практичний інтерес становлять лише підвищені концентрації шееліту. Часто містить домішки Мо і Сu. Сингонія тетрагональна. Кристали дипірамідального або таблитчастого

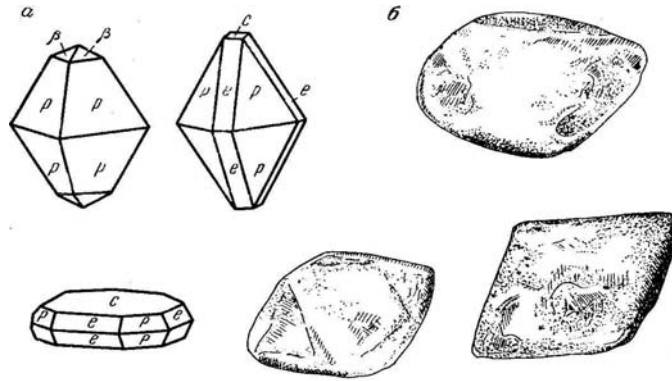


Рис. 37. Шееліт: *a* – форми кристалів; *б* – форми зерен у розсипищах.

габітусу (рис. 37). Утворює двійники по площині (100). Спайність по (111) ясна, по (101) слабка. Злам нерівний. Твердість 4,5–5. Густина 5,8–6,2. Блиск скляний, інколи масний полиск. Колір білий, жовтуватий, зеленкуватий. Риса безбарвна. Поганий провідник електрики. В ультрафіолетових, катодних і рентгенівських променях люмінесцює яскравим голубим кольором. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення високий: $n_o=1,920$; $n_e=1,937$. Двозаломлення середнє: $n_e-n_o=0,016$. Оптично одновісний, додатний. Плеохроїзм не спостерігається. У HCl шееліт розчиняється при нагріванні з виділенням жовтої вольфрамової кислоти H_2WO_4 , яка розчинна в аміаку. При нагріванні зерен шееліту в HCl з металевим оловом або кристалічним SnCl_2 на предметному склі або у фарфоровому тиглі мінерал набуває інтенсивного синього кольору.

У розсипищах шееліт легко руйнується і в крупних зернах трапляється лише поблизу корінних родовищ. Зазвичай має вигляд неправильних обкатаних зерен молочно-білого кольору з характерним масним полиском, інколи зберігаються обкатані дипірамідальні або таблитчасті кристали.

Найважливіші корінні родовища шееліту тяжіють до скарнів, контактово-метасоматичних утворень, що формуються на контакті

карбонатних порід і гранітних інтрузій. Тут він супроводжується кальцієво-залізистими гранатами, діопсидом, епідотом, воластонітом, магнетитом, нерідко сульфідами (молібденітом, халькопіритом, піротином, піритом, сфалеритом, арсенопіритом). Часто трапляється разом із вольфрамітом у кварцових, а також у високо-температурних сульфідно-кварцових жилах, генетично пов'язаних із гранітоїдами.

Визначають за молочно-білим кольором, масним полиском, високою густиною та за формою кристалів (якщо вона зберігається). Перевіряють за виділеннями жовтого осаду при розчиненні в HCl, за синім кольором при реакції на W з SnCl₂ та високим показником заломлення й відносно низьким двозаломленням. У катодних променях люмінесціює голубим кольором. В обкатаних зернах подібний до апатиту, бариту, від яких відрізняється хімічною реакцією з HCl та SnCl₂.

3.3.2. Мінерали немагнітної легкої фракції

Теоретично легкої фракції у шліхах не має бути, оскільки при промиванні шліху в лотку мінерали з густиною близько 2,5–2,7 зносяться потоком води. Однак практично при промиванні не вдається відокремити всі легкі мінерали і в кожному шліху залишається певна кількість цих мінералів. При професійному промиванні шліху кількість легкої фракції невелика. До складу легкої фракції входять, головню, світлозабарвлені мінерали – кварц і польові шпати. Тому фракція, в загальному, має сірувато-жовтий або брудно-білий колір. Окремі уламки різноманітних порід, які зазвичай наявні в легкій фракції шліхів, мають більш темний, сірий або бурий колір. До числа промислово цікавих мінералів у легкій фракції належить берил. Тому в деяких випадках легку фракцію навіть не досліджують, і тільки при проведенні спеціальних пошукових робіт на берилій цю фракцію аналізують під бінокулярною лупою.

Берил Be₃Al₂[Si₆O₁₈] у шліхах трапляється зрідка, але в окремих випадках становить великий практичний інтерес. Іноді містить домішки Li₂O, Cs₂O, Na₂O і H₂O.

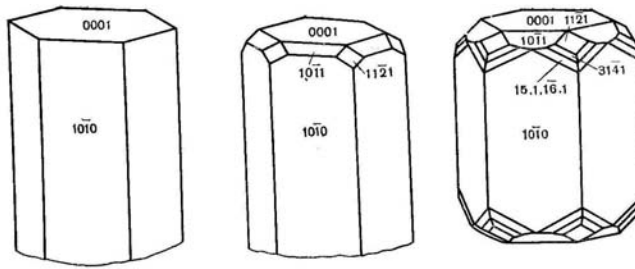


Рис. 38. Берил. Форми кристалів.

Сингонія гексагональна. Кристали зазвичай призматичні, часто з вертикальним штрихуванням на гранях призми (рис. 38). Спайності немає, інколи окремість по (0001). Злам нерівний до раковистого. Крихкий. Твердість 7,5–8. Густина 2,63–2,91. Блиск скляний. Колір зелений, жовтий, білий, інколи синій, червоний, забарвлення досить часто зональне. Риса біла. Поганий провідник електрики. У катодних променях слабо люмінесцює голубим кольором, в рентгенівських променях – жовтим, в ультрафіолетових променях – фіолетовим. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення змінюється залежно від вмісту лужних елементів: $n_o=1,568-1,602$; $n_e=1,564-1,595$. Двозаломлення низьке: $n_o-n_e=0,004-0,008$. Оптично одновісний, від’ємний; іноді аномально двовісний. Плеохроїзм – слабкий. У кислотах, окрім плавикової, не розчиняється. Простоті реакції для хімічного визначення Ве немає. Трапляється в неправильних кутастих осколках, обкатаних призматичних кристалах, часто з вертикальним штрихуванням на гранях призми, іноді у вигляді обкатаних округлих зерен у легкій фракції разом із кварцом та іншими легкими мінералами.

Розповсюджений у гранітних пегматитах (особливо в шерломусковітовому та альбіто-сподуменовому і їхніх типах) разом зі сподуменом, колумбітом, турмаліном, топазом, хризобериллом, фенакітом, флюоритом та ін. Трапляється у грейзенах, кварц-вольфрамітових і кварц-каситеритових жилах в тісній асоціації з топазом, флюоритом, мусковітом, цинвальдитом і деякими іншими мінералами.

Відміни: аквамарин – берил кольору морської води з голубувато-зеленими відтінками; смарагд – смарагдово-зелений берил; вороб’євіт або морганіт – рожевий берил; ростерит – безбарвний або блідо-рожевий берил; геліодор – жовтий із зеленкуватими або медовими відтінками берил.

Визначають за гексагональною призматичною формою зерен, зазвичай зеленим забарвленням, слабким плеохроїзмом і плівковою реакцією з хіналізарином. Подібний до апатиту і зеленого турмаліну, від яких відрізняється меншою густиною та більшою твердістю. Від хризоберилу можна відрізнити за формою й оптичними властивостями. Від кварцу, з яким виділяється разом у легкій фракції, можна відрізнити за вищими показниками заломлення й оптичним знаком.

Графіт С. Дуже рідкісний мінерал легкої фракції розсипищ. Сингонія гексагональна. Шестикутні пластинки або тонкі лусочки сталеві-сірого кольору; риса – чорна. Блиск металічний до метало-подібного. Твердість 1; масний на дотик, тонкі листочки гнучкі. Густина 2,09–2,23. Непрозорий, у тоненьких осколках просвічує сірим. Зазвичай трапляється у вигляді неправильних обкатаних частинок, що мають лускувату, прихованокристалічну, іноді радіально-променисту будову. Такі частинки досить часто містять включення лусок слюди, зерен кварцу, іноді польових шпатів, магнетиту й інших мінералів.

У первинних родовищах графіт трапляється в магматичних гірських породах – сієнітах, нефелінових сієнітах і їхніх пегматитах, інколи у гранітних пегматитах, а також у контактово-метасоматичних родовищах, пов'язаних з інтрузіями гранітів. Широко розповсюджений у давніх глибокометаморфізованих первинноосадочних породах: кварцитах, кристалічних сланцях і гнейсах.

Від схожого на нього молібденіту відрізняють за значно меншою густиною, а також за нерозчинністю в HNO_3 і відсутністю реакції на Mo .

Кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ є звичним мінералом розсипищ і трапляється в багатьох із них, іноді у значних кількостях. Містить незначні домішки Mg , Fe , Zn , Pb , які частково заміщують Ca . Сингонія тригональна. Кристали дуже різноманітного габітусу від тонкотаблитчастих до видовженопризматичних (рис. 39), іноді утворює натічні форми. Часто двійники різної будови (рис. 39).

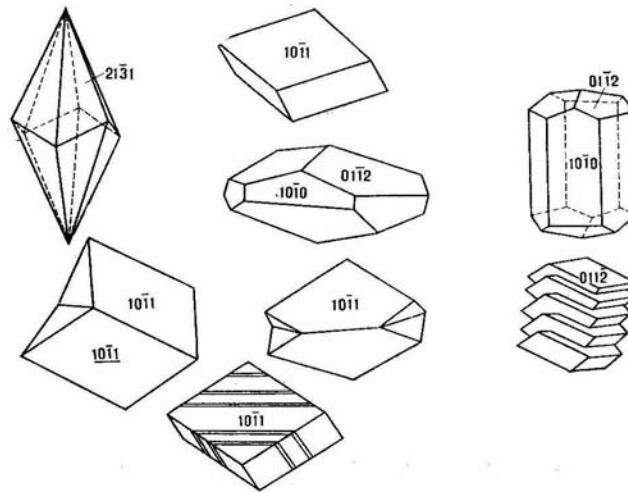


Рис. 39. Кальцит: кристали (вгорі) і двійники (внизу).

Спайність по $(10\bar{1}1)$ досконала. Злам сходинковий. Твердість 3. Густина 2,6–2,8. Блиск скляний. Полиск перламутровий (особливо в тонколускуватих агрегатах), іноді масний на нерівному зламі. На площинах спайності іризує. Колір білий, бліді відтінки жовтого або бурого; часто безбарвний. Риса біла. Поганий провідник електрики. У катодних і рентгенівських променях яскраво люмінесцює червоним та жовтим кольором. В ультрафіолетових променях люмінесцює фіолетовим, червоним або голубувато-білим кольором. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення високий для n_o і низький для n_e : $n_o=1,658$; $n_e=1,486$. Двозаломлення дуже високе: $n_o-n_e=0,172$. Оптично двовісний, від'ємний. Іноді аномально двовісний, з $2V$, що сягає 30° . Розчиняється в HCl, дає характерне для Ca забарвлення полум'я.

Зазвичай трапляється в неправильних зернах, інколи зберігаються кристали. Завдяки легкій розчинності, кальцит швидко руйнується при перенесенні та в сучасних кластичних осадах спостерігається безпосередньо біля джерел живлення уламковим матеріалом. Трапляється в легкій фракції разом із кварцом та іншими мінералами з невеликою густиною.

Широко розповсюджений як в осадових, так і у вивержених породах; характерний для гідротермальних родовищ різних гене-

тичних типів. Супутники – сфалерит, інші сульфіді; барит, інші мінерали, залежно від походження.

Від більшості мінералів легкої фракції кальцит легко відрізнити за поведінкою в кислотах і дуже високим двозаломленням; від інших карбонатів і, зокрема, від найбільш подібного до нього за зовнішніми ознаками доломіту відрізняється показниками заломлення.

Кварц SiO_2 – один з найбільш поширених мінералів уламкових порід, особливо глибоко диференційованих осадових: прибережно-морських, дельтових, еолових і деяких річних (пов'язаних з розмивом давніх кір звітрювання), де кварц фактично складає піщану та алевритову фракції порід. Сингонія тригональна. Призматичні кристали, що закінчуються пірамідами або ромбоедрами, іноді псевдодипірамідальні форми (рис. 40).

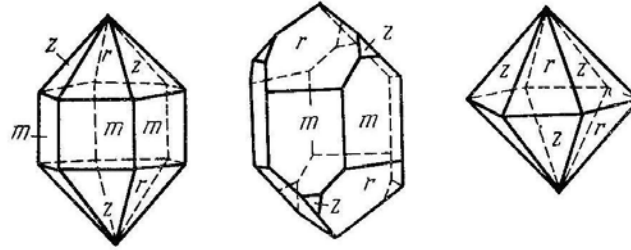


Рис. 40. Кварц. Форми кристалів.

Грані призми зазвичай мають горизонтальне штрихування. Часто формує друзи та променисті агрегати. Утворює різноманітні двійники. Спайності немає. Злам раковистий, скалковий. Твердість 7. Густина 2,65–2,66. Блиск скляний, полиск іноді жирний. Чисті відміни кварцу безбарвні, домішки викликають жовте, рожеве, буре, зелене, синє або чорне забарвлення. Часто містить включення рутилу, силіманіту, турмаліну, епідоту, ільменіту та інших мінералів; іноді рідкі (вода) або газоподібні включення. Поганий провідник електрики. Люмінесціює синім, рожевим або фіолетовим кольором у катодних променях. Прозорий до просвічуючого. Низький показник заломлення: $n_e=1,553$; $n_o=1,544$. Двозаломлення низьке: $n_e-n_o=0,009$. Оптично одновісний, додатний, зрідка аномально двовісний. Пряме погасання паралельне до ребра призми або вертикальної осі. Не плеохроє. У кислотах не розчиняється.

Один із найбільш розповсюджених мінералів розсипищ. Трапляється у кутастих зернах, обкатаних різною мірою. Походження – вивержені породи, в основному кислі. Пісковики, пегматити, кварцові жили, рудні тіла. Кристалічні метаморфічні породи. Відклади гейзерів і гарячих джерел. Супутники – різноманітні, залежать від походження. Відміни: аметист – фіолетова відміна кварцу; цитрин – жовтий прозорий кварц, авантюрин – кварц із блискучими включеннями лусок слюди або гематиту; халцедон, агат – прихованокристалічні відміни кварцу.

Визначають за формою кристалів, скляним блиском, кольором, високою твердістю та відсутністю спайності. Перевіряють за низькою густиною і оптичними властивостями.

Кордієрит $(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$ – рідкісний мінерал легкої фракції розсипищ. Сингонія ромбічна. Утворює короткопризматичні кристали. Зазвичай трапляється в неправильних зернах. Спайність по (010) ясна. Злам нерівний. Крихкий. Твердість 7–7,5. Густина 2,60–2,66. Блиск скляний. Колір голубий. Сірий, зеленкуватий, жовтуватий. Риса безбарвна. Часто містить включення різноманітних мінералів. Поганий провідник електрики. Прозорий до просвічуючого. Показник заломлення змінюється залежно від складу: $n_g=1,540\text{--}1,549$; $n_m=1,539\text{--}1,547$; $n_p=1,532\text{--}1,542$. $2V=48\text{--}66^\circ$. Двозаломлення низьке; $n_g-n_p=0,003\text{--}0,011$. Оптично двовісний, від'ємний. Кут оптичних осей мінливий, відчутно варіює навіть у різних частинах одного кристала. Зазвичай плеохроїчний: n_p – жовтуватий, зелений; n_m – фіолетовий, темно-синій; n_g – світло-синій, жовтий, бурий. У кислотах розкладається лише частково.

Трапляється в блідозабарвлених, напівзруйнованих обкатаних зернах. Нерідко містить дрібні включення циркону, апатиту, монациту, кварцу й інших мінералів, які часто оточені плеохроїчними двориками. Іноді плеохроїзм настільки розвинутий, що його видно неозброєним оком, особливо якщо мінерал мокрий. Легко руйнується, тому в шліхах трапляється зрідка. Походження – контактово-метаморфічні породи, наприклад метаморфічні сланці, гнейси, інколи – граніти й кислі вивержені породи. Супутники – турмалін, амфібол, андалузит, силіманіт, кіаніт, берил, циркон, монацит, торіаніт.

Визначають за кольором, формою кристалів, наявністю включень, сильним плеохроїзмом і невеликою густиною. Від кварцу відрізняється двовісною інтерференційною фігурою та плеохроїзмом.

Польові шпати, як і кварц, дуже розповсюджені в легкій фракції, але кількісно поступаються останньому, адже фізично менш стійкі. Це велика група мінералів, що подібні за хімічним складом і зовнішнім виглядом.

Алюмосилікати К, Na або Ca, рідше Ba. За хімічним складом серед польових шпатів виділяють два основних ряди мінералів: калієво-натрієві польові шпати – лужні польові шпати: $K[AlSi_3O_8]$ – мікроклін, ортоклаз, $(K,Na)[AlSi_3O_8]$ – санідин; кальцієво-натрієві польові шпати – плагіоклази, що утворюють ізоморфний ряд від альбіту $Na[AlSi_3O_8]$ до анортиту $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Калієво-натрієві польові шпати – лужні польові шпати кристалізуються у двох модифікаціях: триклінній (мікроклін) і моноклінній (ортоклаз і санідин). Нерідко спостерігаються призматичні, ромбічні або таблитчасті кристали, утворюють двійники за різними законами (рис. 41).

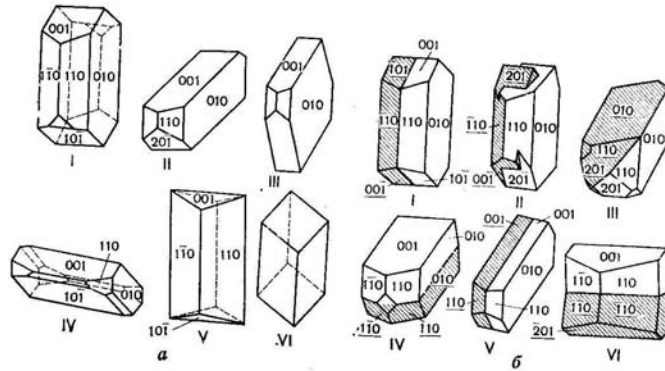


Рис. 41. Польові шпати: *a* – кристали: I, II – ортоклаз, мікроклін, санідин; III – альбіт; IV – переклін; V, VI – адуляр; *б* – двійники: I – калсбадський (зростання); II – калсбадський (проростання); III – бавенський; IV – манебахський; V – альбітовий; VI – перикліновий.

Мікроклін і ортоклаз в уламкових зернах характеризуються майже однаковими морфологічними та фізичними властивостями, тому відрізнити їх можна лише використовуючи точні методи кристалооптичного дослідження. Найбільш розповсюджений мікроклін.

Вони трапляються у вигляді неправильних кутастих зерен, які обмежуються площинами спайності, або слабообкатаних, інколи

добре закруглених зерен. Колір різноманітний: блідо-рожевий, бурувато-рожевий, жовтуватий, білий, іноді зеленкуватий. Зазвичай непрозорі та просвічують лише по краях зерен; зрідка прозорі. Блиск скляний. Спайність у двох напрямках – по (001) і (010) під кутом 90°. Злам нерівний. Твердість 6. Густина 2,55–2,57. Крихкі. Двоісні, від’ємні. Показники заломлення ортоклазу і мікрокліну варіюють залежно від вмісту Na: $n_p=1,518-1,520$; $n_m=1,522-1,524$; $n_g=1,523-1,526$; $n_g-n_p=0,006-0,007$.

Лужні польові шпати легко відрізнити від плагіоклазів (альбіту) в імерсійній рідині з показником заломлення $n=1,530$, що перевищує світлозаломлення ортоклазу та мікрокліну, але менше n_g і n_p кислих плагіоклазів.

Кальцієво-натрієві польові шпати – плагіоклази кристалізуються у триклінній сингонії та є твердим розчином або неперервним ізоморфним рядом від альбіту $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ до анортиту $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Склад будь-якого члена цього ряду може бути чітко визначений за процентним вмістом анортитової компоненти:

Альбіт (Ae) $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (An_{0-10})

Олігоклаз An_{10-30}

Андезин An_{30-50}

Лабрадор An_{50-70}

Бітовніт An_{70-90}

Анортит (An) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (An_{90-100})

Найрозповсюдженіші в теригенних відкладах і розси-пищах кислі плагіоклази – альбіт і олігоклаз. Плагіоклази з вищим вмістом анортитової компоненти (андезин, лабрадор) і основні плагіоклази (бітовніт, анортит) при процесах звітрювання та перенесення легко руйнуються, тому в осадах трапляються зрідка, а в розсипищах, як правило, їх немає.

У розсипищах мають вигляд кутастих зерен зі сходишковими поверхнями, інколи слабообкатаних і дуже рідко добре обкатаних зерен. Зрідка спостерігаються уламки кристалів плагіоклазів, а також добре утворені таблитчасті кристали (рис. 40), що належать альбіту.

Для всіх плагіоклазів, особливо кислих, характерне полісинтетичне двійникування за кількома законами (рис. 40), яке чітко видно при вивченні зерен під мікроскопом і нерідко проявляється у вигляді характерного штрихування на площинах спайності. Колір зазвичай білий, іноді з жовтуватим, сіруватим або зеленкуватим відтінком. Просвічують, у тонких уламках іноді прозорі. Блиск

скляний. Спайність досконала по (001) і (010) під кутом близько 86°. Злам сходинково-нерівний. Твердість 6–6,5. Крихкі. Густина 2,6 (альбіт) – 2,75 (анортит). Двовісні додатні (плагіоклази № 0–18, 38–69) і від’ємні (№ 19–37, 70–100). Показники заломлення змінюються з вмістом анортитового міналу: $n_p=1,525-1,576$ (1,527–1,542); $n_m=1,529-1,583$ (1,532–1,546); $n_g=1,536-1,588$ (1,538–1,549); $n_g-n_p=0,007-0,012$ (0,008–0,011).

У катодних і рентгенівських променях кислі плагіоклази й ортоклаз і мікроклін люмінесціюють білим, різної інтенсивності голубим, блідо-зеленкуватом-жовтим, зеленкуватим кольором. Усі польові шпати в кислотах нерозчинні (за винятком HF). Протравлені HF зерна польових шпатів, на відміну від кварцу, фарбуються органічними барвниками (метилвіолет, малахітова зелень та ін.)

Польові шпати є важливими породотвірними мінералами багатьох магматичних, метаморфічних і рідше осадових порід. Лужні польові шпати характерні для гранітоїдів різноманітного складу, сієнітів, нефелінових сієнітів, гранітних і сієнітових пегматитів, для різних кислих і середніх ефузивних порід. Трапляються також у гнейсах і мігматитах (мікроклін). Середні плагіоклази (андезин і лабрадор) найбільш характерні для діоритів, габро та близьких до них за складом ефузивних порід.

Визначають, головню, за низькою густиною, спайністю та наявністю полісинтетичних двійників. Від кварцу відрізняють за наявністю спайності й полісинтетичних двійників.

Серпентин $Mg_3(OH)_4[Si_2O_5]$ – рідкісний мінерал легкої фракції розсипищ, іноді спостерігається у важкій фракції за рахунок включень магнетиту, хромшпінелідів та ін. Містить домішки Fe, Ni, інколи Al, Cr, Ca і Co. Сингонія моноклінна. Тонколускуватий, листкуватий, прихованокристалічний. Колір зелений різних відтінків, буруватий, чорний (за рахунок домішок магнетиту або графіту). Блиск скляний. Полик у щільних мас – восковий, на площинах спайності – шовковистий. Спайність досконала по (001), але макроскопічно спостерігається рідко. Злам від рівного до раковистого (у щільних прихованокристалічних відмін) і скалковий (азбести). Твердість 2,5–3,5. Крихкий. Густина 2,5–2,7. Не люмінесціює. Напівпрозорий або просвічує. Показники заломлення варіюють у широких межах: $n_g=1,511-1,571$; $n_m=1,502-1,570$; $n_p=1,490-1,560$; $n_g-n_p=0,004-0,021$. Двовісний, від’ємний. У кислотах розчиняється.

У шліхах трапляється у вигляді неправильних частинок. Супутники – хромшпінеліди, карбонати, хлорит, магнетит, гросуляр, везувіан, хромдіопсид. При перенесенні нестійкий, швидко стирається та руйнується. У древніх відкладах не зберігається, трапляється майже виключно в сучасних розсипищах безпосередньо біля масивів серпентинізованих гіпербазитів.

Найбільш подібний до хлоритів, від яких іноді важко відрізнити навіть за допомогою імерсійного методу. Зелені нікелісти серпентини (ревденськіти) подібні до гарнієриту.

Мусковіт $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ – звичний мінерал теригенних порід і розсипищ. Кристалізується в моноклінній сингонії. Кристали табличчасті, паралельні (001), мають ромбічні або гексагональні обриси. Спайність досконала по (001). Твердість 2–3. Густина 2,76–3,10. Блиск скляний, полиск на площинах спайності – перламутровий. Колір від безбарвного до жовтого. Показник заломлення низький, змінюється зі збільшенням вмісту домішки заліза: $n_g=1,588\text{--}1,615$; $n_m=1,582\text{--}1,611$; $n_p=1,552\text{--}1,572$. $2V$ близько 45° . Двозаломлення зазвичай високе: $n_g-n_p=0,036\text{--}0,043$, але при спостереженні пластинок по спайності (001) воно низьке: $n_g-n_p=0,004\text{--}0,006$. Оптично двовісний, від'ємний. Площина оптичних осей $N_g N_p$ перпендикулярна (010); гостра бісектриса практично перпендикулярна (001). Унаслідок цього пластинки по спайності дають гарну інтерференційну фігуру. Дисперсія $r > v$. У кислотах не розчиняється.

Звичний мінерал легкої фракції шліхів. Пластинчасті псевдогексагональні кристали або тонкі луски з досконалою спайністю. При натисканні голкою кристал розщеплюється на тонкі пластинки по спайності.

Широко розповсюджений у гранітах, гранодіоритах, пов'язаних із ними пегматитах, грейзенах і високотемпературних гідротермальних жилах. Є важливим породотвірним мінералом багатьох метаморфічних порід. Супутники – інші слюди. Відміна – серицит – прихованокристалічні виділення з масним, шовковистим або восковим полиском. Густина 2,5–2,7. Слабко просвічує.

Зміни – в розсипищах піддається гідратації, стає напівпрозорим, зменшується густина та показник заломлення.

Визначають за зовнішнім виглядом і досконалою спайністю. Від біотиту й лепідоліту відрізняють за кольором і хімічним аналізом.

Хлорит – група алюмосилікатів Mg, Fe та Al шаруватої структури із загальною формулою $(\text{Mg,Fe})_{6-n}(\text{Al,Fe}^{3+})_n(\text{OH})_8[\text{Al}_n\text{Si}_{n-4}\text{O}_{10}]$, де $n=6\div 2$. Сингонія моноклінна. Таблитчасті псевдогексагональні кристали. Спайність по (001) досконала. Листочки гнучкі, але не пружні. Твердість 2–2,5. Густина 2,6–2,85 (деякі залістисті хлорити до 3,45). Блиск скляний, на площинах спайності перламутровий полиск. Колір зелений, фіолетовий, рожевий. Просвічує до прозорого. Показник заломлення низький: $n_m=1,576\text{--}1,60$ для пеніну, $n_m=1,57\text{--}1,59$ для клінохлору. Двозаломлення у клінохлору середнє ($n_g-n_p=0,011$); у пеніну низьке ($n_g-n_p=0,003$). Аномальні кольори інтерференції тьмяні: сині, лілові, бурі, сірі. Деякі відміни дають двовісну фігуру та можуть бути додатними або від’ємними. $2V$ непостійний навіть в одному і тому ж кристалі та змінюється від 0 до 90°. У забарвлених відмін спостерігається плеохроїзм від зеленого до жовтого. Частково розкладаються в HCl і повністю в H₂SO₄.

Зазвичай наявні в розсипищах у гнучких слюдоподібних пластинках або лусках зеленого кольору з перламутровим полиском. У деяких випадках агрегати хлоритів мають форму оолітів, бобовин, неправильних сферолітових або прихованокристалічних стяжінь, які містять домішки гідроксидів Al, заліза, опалу, магнетиту, іноді сидериту й інших карбонатів. Такі утворення характерні для хлоритів осадового походження та надходять у розсипища при розмиві товщ, які містять осадові залізородні або бокситові родовища.

Найбільша маса суттєво магнезіальних і магнезіально-залізистих хлоритів тяжіє до метаморфічних порід початкових стадій метаморфізму: філітів, хлоритових, талько-хлоритових і різноманітних «зелених» сланців.

Відміни: пенін – псевдотригональний хлорит, зазвичай оптично від’ємний; кліноклор – близький до пеніну, відрізняється за хімічним складом, частіше оптично додатний; прохлорит, корундофіліт та інші відміни хлориту часто не мають явно кристалічних властивостей.

Точна діагностика окремих відмін становить великі труднощі. Визначається за пластинчастим, слюдоподібним обрисом, зеленим забарвленням і перламутровим полиском. Оптичні властивості досить непостійні. Характеризується низькими ультрасиніми інтерференційними кольорами; часто абсолютно ізотропний. За зовнішнім виглядом подібний до слюд, від яких відрізняється зеленим забарвленням і низькими кольорами інтерференції.

Бурштин (янтар) – викопна смола, що іноді відповідає формулі $C_{10}H_{16}O$, в розсипищах трапляється дуже рідко, але в деяких районах є досить звичним мінералом і спостерігається тут як в алювіальних, так і в прибережно-морських відкладах. Аморфний. Виділяється в округлих, натічних формах. Спайності немає. Злам раковистий, нерівний. Твердість 2–2,5. Густина 1,05–1,09. Близько скляний, полиск смолистий. Колір жовтий, коричневий. Різа жовтувата. Часто містить включення вуглистих речовин, іноді – комах. Температура плавлення 250–400°C; починає м'якнути при 150°C. Люмінесцює в катодних і ультрафіолетових променях зеленим або червонувато-жовтим. Прозорий або напівпрозорий завдяки включенню дрібних пухирців. Показник заломлення низький: $n=1,53–1,54$. Ізотропний. Частково розчиняється у спирті, ефірі та скипидарі. При горінні коптить.

У розсипищах трапляється зрідка у вигляді округлих, подряпанних на поверхні зерен. Завдяки малій твердості швидко руйнується. Через малу густину зазвичай не потрапляє у шліхи при промиванні пісків, але завдяки жовтому забарвленню його легко виявити у процесі промивання в ковші.

Бурштин за походженням є викопною смолою хвойних дерев.

Визначають за кольором, формою зерен, малою твердістю й винятково малою густиною. Перевіряють за легким займанням. У легкій фракції подібних до бурштину мінералів немає.

Список використаної та рекомендованої літератури

Бергер М. Г. Терригенная минералогия / М. Г. Бергер. – М.: Недра, 1986.

Захарова Е. М. Шлиховой метод поисков полезных ископаемых / Е. М. Захарова. – М.: Недра, 1989.

- Джонс М.П.* Прикладная минералогия / М.П. Джонс. – М.: Мир, 1991.
- Захарова Е.М.* Шлиховые поиски и анализ шлихов / Е. М. Захарова. – М.: Недра, 1974.
- Евзикова Н.З.* Поисковая кристалломорфология / Н.З.Евзикова. – М.: Недра, 1984.
- Копченова Е.В.* Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов / Е. В. Копченова. – М.: Недра, 1979.
- Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей / А. А. Кухаренко. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Матковський О.І.* Шліховий аналіз. Програма, методичні вказівки і контрольні завдання / О. І. Матковський. – Львів: Вища школа, 1977.
- Методы минералогических исследований: справочник / под ред. А. И. Гинзбурга. – М.: Недра, 1985.
- Минералогические методы поисков и оценки месторождений рудных полезных ископаемых / В.И. Кузьмин, С.В. Болохонцева, Е.Г. Ожогина и др. // Минеральное сырье. – 1999. – № 5.
- Озеров И.М.* Шлиховая съемка и анализ шлихов / И. М. Озеров. – Л.: Гостоптехиздат, 1959.
- Сливко Є.М.* Мінералогічний аналіз / Є. М. Сливко. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004.
- Шило Н.А.* Учение о россыпях / Н. А. Шило. – М.: Изд-во Академии горных наук, 2000.

Показчик мінералів

Авгіт	43	Магнетит	25
Актиноліт	47	Мідь	65
Апатит	85	Молібденіт	69
Арсенопірит	66	Монацит	59

Барит	87	Мусковіт	98
Берил	89	Олівін	35
Бурштин	100	Оргит	48
Вольфраміт	31	Перовськіт	58
Галеніт	67	Пірит	70
Геденбергіт	43	Піротин	26
Гематит	29	Плагіоклази	96
Гіперстен	41	Рогова обманка	46
Гранати	37	Рутил	78
Графіт	91	Серпентин	97
Діамант	63	Сидерит	50
Діопсид	42	Сподумен	80
Егірин	44	Ставроліт	49
Енстатит	41	Сфалерит	70
Епідот	54	Танталіт	33
Золото	65	Титаніт	56
Ільменіт	27	Титаномagnetит	26
Кальцит	91	Топаз	81
Каситерит	74	Тремоліт	80
Кварц	93	Турмалін	52
Кіновар	68	Флюорит	73
Колумбіт	33	Халькопірит	72
Кордієрит	94	Хлорит	99
Корунд	77	Хроміт	30
Ксенотим	61	Циркон	83
Лопарит	60	Шеєліт	88
Лужні польові шпати	95	Шпінель	55

ЗМІСТ

Вступ.....	1
1. МЕТОДИКА МІНЕРАЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ ШЛІХІВ. ФРАКЦІОНУВАННЯ ШЛІХОВИХ ПРОБ	2

2. МЕТОДИКА ДІАГНОСТИКИ МІНЕРАЛІВ ШЛІХІВ	9
2.1. Попередня діагностика мінералів у шліхах	9
2.2. Практичне значення кристаломорфологічних досліджень мінералів шліхів	15
3. ОПИС МІНЕРАЛІВ ШЛІХІВ	25
3.1. Мінерали магнітної фракції	25
3.2. Характеристика мінералів електромагнітних фракцій	27
3.2.1. Мінерали сильноелектромагнітної фракції	27
3.2.2. Мінерали середньоелектромагнітної фракції	35
3.2.3. Мінерали слабкоелектромагнітної фракції	54
3.3. Немагнітна фракція	62
3.3.1. Мінерали немагнітної важкої фракції	62
3.3.2. Мінерали немагнітної легкої фракції	89
Список використаної та рекомендованої літератури	101
Показчик мінералів	102

ДЛЯ НОТАТОК