

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
НАЦІОНАЛЬНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
«ДНІПРОВСЬКА ПОЛІТЕХНІКА»



**ДНІПРОВСЬКА
ПОЛІТЕХНІКА**
1899

С. В. Шевченко

І. С. Нікітенко

Є. В. Косарева

РОДОВИЩА ПРИРОДНОГО КАМІННЯ

Навчальний посібник

Дніпро
НТУ «ДП»
2021

УДК 553.5+553.8

Ш 37

Рекомендовано до видання вченою радою університету як навчальний посібник для студентів спеціальності 184 Гірництво, освітньої траєкторії «Обробка ювелірного та декоративного каміння» (протокол № 3 від 11.02.2021).

Рецензенти:

М.М. Довбніч – д-р геол. наук, проф., завідувач кафедри геофізичних методів розвідки (НТУ «Дніпровська політехніка»);

М.В. Рузіна – д-р геол. наук, проф. (НТУ «Дніпровська політехніка»);

О.В. Інкін – д-р техн. наук, доц. (НТУ «Дніпровська політехніка»).

Шевченко С.В.

Ш 37 Родовища природного каміння : навч. посіб. [Електронний ресурс] / С.В. Шевченко, І.С. Нікітенко, Є.В. Косарева; М-во освіти і науки України, Нац. техн. ун-т «Дніпровська політехніка». – Електрон. текст. дані. – Дніпро: НТУ «ДП», 2021. – 118 с. – Режим доступу: https://do.nmu.org.ua/pluginfile.php/288730/mod_resource/content/5/RPK_manual (дата звернення: 17.02.2021). – Назва з екрана.

ISBN 978-966-350-744-6

Зміст видання відповідає освітньо-професійній програмі підготовки бакалаврів за спеціальністю 184 Гірництво (галузевий стандарт вищої освіти України ГСВО ОПП – 04) та програмі дисципліни «Родовища природного каміння».

Наведено дані про основні види природного каміння, що використовується в ювелірній справі, декоративно-прикладному мистецтві, будівництві тощо. Дається інформація про класифікації природного каміння та основні генетичні класи родовищ. Містить дані про особливості утворення родовищ різних видів природного каміння в результаті відповідних геологічних процесів. Наведено інформацію про найважливіші родовища природного каміння світу.

Посібник призначено для студентів, аспірантів, викладачів та всіх зацікавлених вивченням особливостей геології родовищ природного каміння.

УДК 553.5+553.8

© С.В. Шевченко, І.С. Нікітенко, Є.В. Косарева, 2021

© НТУ «Дніпровська політехніка», 2021

ISBN 978-966-350-744-6

ЗМІСТ

Вступ.....	4
1. Класифікація природного каміння. Генетична класифікація родовищ.....	5
2. Родовища ювелірного каміння	15
2.1. Алмаз.....	15
2.2. Рубін і сапфір.....	23
2.3. Смарагд. Олександрит (хризоберил).....	28
2.4. Берил і топаз	33
2.5. Мінерали групи гранату	35
2.6. Ювелірні різновидів кварцу	40
2.7. Опал	44
2.8. Бурштин та бурштиноподібні викопні смоли.....	47
2.9. Турмалін	53
2.10. Хризоліт	55
2.11. Інше кольорове каміння (танзаніт (цоїзит), шпінель, циркон, сподумен)	57
3. Родовища виробного і декоративного каміння	62
3.1. Хризопраз	62
3.2. Самоцвіти групи агату	64
3.3. Декоративні яшми і креміль	67
3.4. Малахіт	70
3.5. Самоцвітне каміння залізисто-кременистих формацій	72
3.6. Унакїти, епідозити і декоративні тектоніти	74
3.7. Лазурит	76
3.8. Родоніт	79
3.9. Кольоровий кварц та обсидіан	81
3.10. Нефрит	84
3.11. Жадеїт	85
3.12. Польові шпати (амазоніт, сонячний камінь, місячний камінь, лабрадор)	88
3.13. Бірюза	91
3.14. Скам'яніле дерево і гагат	94
3.15. Граніти, габро і лабрадорити	96
3.16. Мармур, мармуризований вапняк, мармуровий онікс і травертин. «Руїнний мармур»	99
3.17. Пісковик та кварцит	104
3.18. Гіпс (алебастр, ангідрит)	106
3.19. Чароїт.....	109
Абетковий покажчик	113
Список літератури	114
Додатки А-Д	117

ВСТУП

Природне каміння є одним з основних видів корисних копалин, що видобуваються людиною. Кам'яна сировина має дуже широкий спектр застосування від будівництва до ювелірної галузі. Фахівець у галузі гірництва повинен володіти інформацією про особливості будови родовищ різних видів кам'яної сировини та розуміти способи їх утворення внаслідок дії певних геологічних процесів. Необхідним для гірничого інженера, задіяного до розробки природного каміння, є також вміння відрізнити основні види дорогоцінного, напівдорогоцінного і декоративного каміння, а також визначати якісні й декоративні характеристики кам'яної сировини.

Мета курсу – формування знань про особливості утворення та поширення у світі родовищ різних видів природного каміння.

Завдання:

- дати уявлення про особливості поширення різних видів природного каміння у світі;
- пояснити особливості генезису різних видів природного каміння;
- виділити характерні типи родовищ для різних видів кам'яної сировини.

Цей навчальний посібник у стислій формі дає інформацію про абсолютну більшість видів кам'яної сировини, що розробляються, а також про особливості утворення різних родовищ та їх поширеність у світі. Наводяться основні класифікації кам'яної сировини, що існують. Книга поділена на розділи, присвячені дорогоцінному, виробному й декоративному камінню, включаючи будівельне. Пояснено основні вимоги до якості сировини, взаємозв'язок між генетичними типами родовищ, особливостями залягання і способами розробки.

Посібник розроблено згідно із Робочою програмою дисципліни «Родовища природного каміння» для студентів спеціальності 184 «Гірництво».

Автори розділів: вступ – Нікітенко І.С.; розділ 1 – С.В. Шевченко; розділ 2 – С.В. Шевченко, І.С. Нікітенко; розділ 3 – І.С. Нікітенко, С.В. Шевченко, Є.В. Косарева; додатки – С.В. Шевченко, І.С. Нікітенко.

Автори посібника будуть вдячні студентам, викладачам і всім, хто зацікавиться даним виданням, за критичні зауваження та доповнення.

Розділ 1. КЛАСИФІКАЦІЯ ПРИРОДНОГО КАМІННЯ. ГЕНЕТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ РОДОВИЩ

Основна мета розділу – надати інформацію про основні класифікації природного каміння та його родовищ. В результаті вивчення розділу студент повинен знати, як класифікується природне каміння за способом використання вартістю та походженням, а також пов'язувати основні види природного каміння з певними генетичними класами родовищ. Студент повинен знати генетичні групи родовищ, основні генетичні класи та формаційні типи.

Природне каміння є одним з основних видів мінеральної сировини, що видобувається. Воно застосовується у широкому переліку галузей від будівництва до ювелірної справи. Утворення родовищ природного каміння пов'язане з певними геологічними процесами.

Існують різні класифікації природного каміння, які ґрунтуються на його генезисі, складі, цінності та способі застосування. Представлений курс базуватиметься на поділі природного каміння відповідно до способів його використання. За способом застосування все каміння, яке має декоративні властивості, можна поділити на ювелірне, виробне та декоративне. Межі між цими відмінами є достатньо умовними, оскільки одна і та сама кам'яна сировина з різними якісними характеристиками може використовувати у різних галузях каменеобробного виробництва. Крім того, існують зразки, розміри, естетична цінність, досконалість форми кристалів та інші властивості яких роблять їх унікальними. Такі зразки, як правило, не обробляються і мають музейну та колекційну цінність. Сьогодні у світі існує окремий ринок колекційних зразків самоцвітів, який стрімко розвивається.

Слід розуміти, що одна і та сама кам'яна сировина, яка походить з одного і того ж родовища, може мати абсолютно різні галузі застосування. Наприклад, декоративний мармуризований вапняк з одного родовища може використовуватися одночасно як сировина для художнього різьблення, виробництва полірованої облицювальної плитки, бутове каміння та щєбінь для будівництва та як хімічна сировина для цукрової промисловості. Кварц може служити як каменесамоцвітною сировиною, так і вогнетривом для металургії. Іноді комплексне застосування пов'язане з різною якістю сировини, наприклад, не всі алмази підходять для огранування, і тоді таке каміння використовується як абразивна сировина, тріщинуватість декоративних гранітів у певних частинах родовищ не дозволяє отримувати блоки або плитку певного розміру, і тоді цей граніт використовується як бут. Але у деяких випадках все зумовлено економічною доцільністю. Так на залізорудних підприємствах, де зустрічається декоративний джеспіліт, лише незначна частина відбирається як каменесамоцвітна сировина, решта ж іде на виготовлення залізорудного концентрату, по суті слугуючи залізною рудою. В даному випадку все обумовлено можливостями каменеобробної галузі переробити певну кількість джеспіліту і потребами ринку.

Корисні копалини традиційно поділяються на рудні та нерудні. Стосовно кам'яної сировини слід зазначити, що вона може належати до обох цих груп. Попри те, що за способом застосування коштовне і декоративне каміння відноситься до різновидів нерудних корисних копалин, такі камені як малахіт, джеспідіт, сподумен та інші є одночасно джерелом отримання металів. Дана обставина, зокрема, є досить позитивною для розвитку родовищ природного каміння, оскільки воно часто є супутньою копалиною при видобутку руд, вартість яких покриває більшу частину витрат на проведення гірничих робіт.

Під терміном кольорове каміння або каменесамоцвітна сировина розуміється різноманітна група мінералів і гірських порід, у тому числі органогенного утворення та синтетичних, які мають специфічні естетичні, технічні та економічні властивості, що зумовило їх практичне використання. У цій групі об'єднується все те, що відомо в літературі під назвами самоцвіти, дорогоцінні, напівкоштовні, декоративні, благородні, ювелірні, виробні, ювелірно-виробні і інші камені, а також їх синтетичні (штучні) аналоги та імітації. Все різноманіття проблем, пов'язаних з дослідженням кольорових каменів, є змістом спеціальної наукової дисципліни – гемології.

Сучасне ювелірне і каменеобробне виробництво використовує понад 100 мінералів і гірських порід (кольорових каменів), які мають гарний малюнок або колір, прозорість, опалесценцію, яскравий блиск, гру світла й інші естетичні декоративні властивості; вони характеризуються високою твердістю і міцністю, добре шліфуються і поліруються. Одна частина з них представлена кристалами різних мінералів: корунду (рубін і сапфір), берилу (смарагд, аквамарин, геліодор, вороб'євіт та ін.), хризоберилу (олександрит), топазу, олівіну (хризоліт), сподумену (кунцит), турмаліну, циркону (гіацинт), шпінелі, гранатів (родоліт, демантоїд та ін.), кварцу (аметист, цитрин та ін.), польових шпатів (місячний і сонячний камінь); інші є кристалічними і прихованокристалічними агрегатами кварцу (авантюрин), халцедону (хризопраз) та опалу, бірюзи, гематиту, гіпсу, арагоніту (мармуровий онікс), лазуриту, малахіту, родоніту, жадеїту, нефриту; треті – різними гірськими породами (обсидіан, яшма, мармур, джеспіліт, граніт, габро, травертин й ін.), а також органічними утвореннями (бурштин, перли, гагат).

Перед початком розгляду походження родовищ різних видів кам'яної сировини слід розглянути базові поняття про родовища корисних копалин.

Родовище корисної копалини – це ділянка земної кори з характерною геологічною будовою, де корисна копалина у кількості, достатній для рентабельної розробки.

Таким чином, не всі ділянки земної кори та геологічні тіла, які містять корисну копалину можна вважати родовищем. Місця, де корисний компонент присутній, але його кількість чи концентрація роблять видобуток не вигідним мають назву **проявів**. Проявами також є родовища, економічна доцільність розробки яких є наразі не доведеною. Також, при розгляді різних родовищ природного каміння нам необхідно буде оперувати такими поняттями як запаси і ресурси корисних копалин.

Запаси – це поклади корисної копалини, об'єм, кількість, якість, територіальне розташування і форма яких є визначеними.

Ресурси – це передбачувані поклади корисної копалини, кількість, якість і територіальне розташування яких оцінені на основі прямих та опосередкованих даних, а також загальних геологічних передумов.

Ресурси можуть перейти у категорію запасів лише в результаті детальної геологічної розвідки, що передбачає точне визначення об'ємів, якісних характеристик, оцінку та визначення рентабельності експлуатації.

В нашій країні родовища за ступенем вивчення поділяються на чотири категорії, що відповідають певним етапам геологічної розвідки за детальністю: А, В, С₁, С₂. Найбільш детальним є категорія А, найменш детальною – С₂. Розвіданими вважаються родовища, досліджені за категоріями А, В, С₁.

Після визначення запасів, вони поділяються на **балансові** та **позабалансові**. Балансовими є запаси, видобування яких за співвідношенням ціни та витрат на розробку є економічно вигідним. Позабалансовими є запаси, експлуатація яких на сьогодні є економічно недоцільною. Однак, при збільшенні ціни на мінеральну сировину або здешевленні собівартості видобутку позабалансові запаси можуть перейти у категорію балансових. Зважаючи на те, що ціна на багато видів коштовного каміння визначається глобальним ринком, періодичні злети цін сприяють такому переходу.

При оконтурюванні родовища блочного каміння границі родовища зазвичай співпадають з границями поширення певної породи. В той же час, при вмісті коштовного каміння у вмісній породі або у розсипу оконтурювання відбувається за граничним мінімальним вмістом, який має назву **бортового**. Бортовий вміст визначається окремо як для балансових, так і для позабалансових запасів. Стосовно балансових запасів, бортовий вміст визначає мінімальний вміст корисного компонента у породі. Видобуток якого є рентабельним.

Але не до всіх родовищ природного каміння можна застосувати прийнятну у геології схему поетапної розвідки, затвердження запасів та перердачі родовища в експлуатацію. Особливо це стосується родовищ дорогоцінного та виробного каміння. Наприклад, при виявленні камери у пегматиті, заповненої коштовними кристалами, видобуток відбувається одразу, оскільки забезпечення збереженості даного прояву до етапу розробки, з огляду на вартість сировини, є досить проблематичним. При пошуку розсипів коштовного каміння у пухких відкладах одночасно відбувається і процес вилучення та збагачення. Через це у багатьох країнах світу стали вживати такий термін як розробка у процесі розвідки. У таких випадках видобувним компаніям або окремим старателям видається дозвіл на одночасне проведення як геологорозвідувальних робіт так і експлуатації.

Як зазначалося вище, природне каміння представлене як мінералами, так і гірськими породами різного генезису. Серед них є представники практично всіх груп і класів ендегенного, екзогенного і метаморфогенного мінералоутворення,

що виділяються у відомих класифікаціях Б.Я.Меренкова, Е. Я. Києвленка, Я.П.Самсонова і А.П.Турінге, В.П. Петрова та ін. (табл. 1.1, 1.2).

Таблиця 1.1

Генетичні типи дорогоцінного і виробного каміння
(за В.П. Петровим)

<i>Дорогоцінне каміння прозоре</i>		
<i>№</i>	<i>Генетичний тип</i>	<i>Назва дорогоцінних каменів</i>
1	Породоутворюючі мінерали магматичних порід	алмаз, олівін (хризоліт), сонячний та місячний камінь (польовий шпат), лабрадор, нефелін, содаліт, епідот, енстатит, апатит
2	Пегматити (переважно, мінерали пегматитових камер)	олександрит, хризоберил, аквамарин, берил, смарагд, евклаз, топаз, фенакіт, турмалін, циркон (гіацинт та ін.), бенітоїт, сподумен (кунцит та гіденіт), гірський кришталь, каситерит
3	Поствулканічні мінерали ефузивних порід	опал, датоліт, преніт, томсоніт
4	Породоутворюючі мінерали контактово-метаморфічних порід	сапфір, рубін, шпінель, демантоїд, альмандин, уваровіт, піроп, кордієрит, кіаніт, везувіан
5	Гідротермальні мінерали	гірський кришталь та інші мінерали кварцу, діоптаз, аксиніт, датоліт, вілеміт, флюорит
<i>Кольорове каміння (непрозоре)</i>		
<i>№</i>	<i>Генетичний тип</i>	<i>Назва дорогоцінних каменів</i>
1	Мінерали кори вивітрювання	бірюза, малахіт, варисцит, хризокола,
2	Мінерали осадових порід	селеніт, мармуровий онікс, кам'яна сіль
3	Поствулканічні мінерали ефузивних порід	агат, халцедон, сердолік

4	Магматичні породи	обсидіан, порфірит, лабрадорит, серпентиніт
5	Метаморфічні породи	родоніт, яшма, джеспіліт, унакіт (епідозит), хризопраз, агальматоліт, стеатит, кварцит, мармур
6	Осадкові породи	алебастр, брекчія

Таблиця 1.2

Класифікація кольорового каміння
(за Є.Я. Києвленком)

Група	Порядок	Мінерал, гірська порода
Перша: ювелірне (дорогоцінне) каміння	I	рубін, смарагд, алмаз, синій сапфір
	II	олександрит, оранжевий, фіолетовий і зелений сапфір, благородний чорний опал, благородний жадеїт
	III	демантоїд, шпінель, благородний білий та вогняний опал, аквамарин, топаз, родоліт, турмалін
	IV	хризоліт, циркон, жовтий, зелений, рожевий берил, кунцит, бірюза, аметист, піроп, альмандин, місячний та сонячний камінь, хризопраз, цитрин
Друга: ювелірно- виробне каміння	I	лазурит, жадеїт, нефрит, малахіт, чароїт, бурштин, гірський кришталь (димчастий та безбарвний)
	II	непрозорі польові шпати, що іризують (біломорит і т. п.), обсидіан, що іризує, гематит-кровавик, родоніт, епідот-гранатові і везувіанові родингіти-жади
Третя: виробне каміння		яшма, мармуровий онікс, обсидіан, гагат, скам'яніле дерево, лиственіт, кремій рисунчастий, графічний пегматит, флюорит, авантюриновий кварцит, селеніт, агальматоліт, кольоровий мармур і т.п.

В Україні коштовне та декоративне каміння класифікується Державним гемологічним центром України. У своїй виробничій діяльності ДГЦУ використовує класифікацію, що затверджена постановою Кабінету Міністрів

України від 27 липня 1994 р. № 512 «Про загальну класифікацію та оцінку вартості природного каміння»:

Класифікація природного каміння України ДГЦУ

ДОРОГОЦІННЕ КАМІННЯ

Перший порядок

Алмаз, олександрит, рубін, сапфір синій, смарагд

Другий порядок

Демантоїд, евклаз, жадеїт (імперіал), опал благородний чорний, шпінель благородна, сапфір рожевий та жовтий

Третій порядок

Аквамарин, берил, кордієрит, опал благородний білий та вогняний, танзаніт, топаз рожевий, турмалін, хризоберил, хризоліт, цаворит, циркон, шпінель

Четвертий порядок

Адуляр, аксиніт, альмандин, аметист, гесоніт, grosуляр, данбурит, діоптаз, кварц димчастий, кварц рожевий, кліногуміт, кришталь гірський, кунцит, моріон, піроп, родоліт, скаполіт, спесартин, сподумен, топаз блакитний, винний та безколірний, фенакіт, фεροортоклаз, хризопраз, хромдіопсид, цитрин

НАПІВДОРОГОЦІННЕ КАМІННЯ

Перший порядок

Бірюза, жадеїт, лазурит, малахіт, молдавіт, нефрит, тигрове та котяче око, хауліт, хризокола, цоїзит, чароїт

Другий порядок

Агат, амазоніт, гагат, гематит, дерево скам'яніле, джеспіліт, егіриніт, епідозит, кахолонг, кварцит кольоровий, креміль кольоровий, онікс мармуровий, опал, пегматит, пірофіліт, родоніт, сердолік, серпентиніт, скарни кольорові, содаліт, халцедон, шпати іризуючі польові, яшма

ДЕКОРАТИВНЕ КАМІННЯ

Андезит, габро, граніт, дацит, кальцифір, кварцит, конгломерати, лабрадорит, мармур, сисніт, травертин, туф

Велике значення на ринку природного каміння світу сьогодні займають колекційні зразки, які не піддаються або майже не піддаються обробці.

Колекційне каміння – зразки мінералів, мінеральних агрегатів та гірських порід, які становлять науковий або навчальний інтерес, а також мають

декоративну цінність. У їх складі виділяють такі морфологічні типи: окремі кристали, друзи, кристалічні агрегати та кристали в гірській породі. Окремим напрямом у природничому колекціонуванні є викопні рештки зразків флори і фауни минулих геологічних епох. До цього переліку можна віднести такі викопні форми, як трилобіти, амоніти, кріноїдеї – морські лілії, кістки тварин, зокрема динозаврів, зуби акул та багато інших.

Колекціонування окремих зразків мінералів і гірських порід бере початок з розвитком такої науки, як мінералогія (XVIII – XIX ст.). Розробка родовищ корисних копалин у XX ст. сприяла підвищенню інтересу до естетичних зразків мінералів, формуванню великих музейних колекцій, розвитку ринку колекційного каміння як такого. Сьогодні найбільшими мінералогічними виставками (шоу) є Tucson Gem and Mineral Show (США), Mineralientagen München (The Munich Mineral and Gem Show, Німеччина), International Mineral & Gem show in Sainte-Marie-aux-Mines (Франція) та ін. Одні з найбільших у світі колекцій мінералів зберігаються у Смітсонівському музеї природничої історії (США) та музеї Terra Mineralia (Німеччина).

Прикрасою серед зразків колекційного каміння геолого-мінералогічного музею НТУ «Дніпровська політехніка» є кристал берилу з пегматитів Волині вагою 7,75 кг, брила уральського малахіту вагою 130 кг, зросток кристалів антимоніту довжиною до 35 см (що є унікальним явищем для цього мінералу) і вагою понад 8 кг з острова Сікоку (Японія). Це найдавніший експонат сучасного музею, придбаний ще на початку XX ст.



Рис. 1.1. Антимоніт (стибніт), зросток кристалів, Японія (Геолого-мінералогічний музей НТУ «Дніпровська політехніка»)
([https://www.nmu.org.ua/ua/content/about to/muze un versitetu/mus geolandmineral/](https://www.nmu.org.ua/ua/content/about%20to/muze%20un%20versitetu/mus%20geolandmineral/))

Коштовне та декоративне каміння, будучи мінералами та гірськими породами, утворюються в результаті відповідних процесів. Певний генезис

мають і самі родовища природного каміння, які поділяються на ендегенні та екзогенні. У таблиці 1.3 наведено класифікацію родовищ кольорового каміння за Є.Я. Києвленком.

Таблиця 1.3

Генетична класифікація родовищ кольорового каміння
(за Є.Я. Києвленком)

Генетична група	Генетичний клас	Формаційний тип	Вид каменю	Практичне значення
Ендегенна	Магматичний	Кімберлітів	Алмаз, піроп, хризоліт	Головний тип корінних родовищ алмазу і піропу
		Основних ефузивів	Сапфір, циркон, хризоліт	Джерело крупних розсіпів сапфіру
		Кислих ефузивів	Альмандин, топаз	Невелике
	Пегматитовий	Рідкіснометалевих пегматитів (безкамерних)	Кольорові турмаліни, вороб'євіт, благородний сподумен, звичайний берил, альмандин - спесартин	Дорогоцінне каміння видобувається супутньо
		Міаролових (камерних) пегматитів	Аквамарин, звичайний берил, топаз, кольорові турмаліни, аметист	Головний тип родовищ аквамарину, топазу, кольорових турмалінів
	Пневматоліто-гідротермальний	Метасоматитів ультраосновних порід	Смарагд, рубін, олександрит, хризоліт, благородний жадеїт, демантоїд	Головний тип родовищ смарагду, жадеїту і хризоліту
		Апогранітних грейзенів	Аквамарин	Невелике
		Скарнів	Рубін, сапфір, шпінель	Джерело крупних розсіпів
	Гідротермальний	Плутоногенний	Аметист, цитрин	Важливий тип

				родовищ аметисту
		Поствулканічний	Аметист, благородний опал, топаз	Головний тип родовищ аметисту
		Телетермаьний	Смарагд	Важливий тип родовищ смарагду
	Метаморфогенний	Епідот-амфіболітовий, амфіболітової та гранулітової фацій	Альмандин, рубін, сапфір	Джерело розсіпів
Екзогенна	Кір вивітрювання	Лінійно-площадних кір вивітрювання піщано-глинистих порід і гіпербазитів	Благородний опал, хризопраз	Головний тип родовищ благородного опалу та хризопразу
		Лінійних кір вивітрювання фосфорвмісних порід з мідно-сульфідною мінералізацією	Бірюза	Єдиний тип родовищ бірюзи
	Розсіпів	Елювіальний та елювіально-делювіальний	Всі види каменю	Важливе джерело видобутку дорогоцінного каміння, особливо аметисту, топазу, берилу, турмаліну, цитрину
		Делювіальний та алювіальний	Всі види каменю, окрім опалу та бірюзи	Головне джерело видобутку рубіну, сапфіру, шпінелі, циркону, гранатів

Контрольні питання до розділу 1

1. Назвіть основні види дорогоцінного каміння, що є породоутворюючими мінералами магматичних порід.
2. Які основні види ювелірного каміння видобуваються на пегматитових родовищах?
3. Яке дорогоцінне каміння першої групи є мінералами контактово-метаморфічних порід?
4. Утворення яких видів коштовного каміння може бути пов'язане з гідротермальними процесами?
5. Назвіть генетичний тип родовищ, характерний для бірюзи і малахіту.
6. Якою гірською породою за походженням є мармуровий онікс?
7. Які види напівдорогоцінного каміння можуть бути мінеральними агрегатами поствулканічного походження?
8. Якою гірською породою за походженням є обсидіан?
9. Назвіть основні види виробного і декоративного каміння, яке є метаморфічними гірськими породами.
10. До якого генетичного типу належать родовища алебастру?
11. Назвіть дорогоцінне каміння першого порядку з класифікацією Державного гемологічного центру України.
12. Назвіть основні види декоративного каміння.

Розділ 2. РОДОВИЩА ЮВЕЛІРНОГО КАМІННЯ

У розділі надається інформація про родовища ювелірного каміння, що відноситься до дорогоцінного каміння та дорогоцінного каміння органогенного утворення. Студент повинен розуміти, в результаті яких геологічних процесів утворюються певні родовища дорогоцінного каміння. Знати найбільш продуктивні типи родовищ для основних видів дорогоцінного каміння. Знаходити взаємозв'язок між способом утворення та якісними характеристиками ювелірного каміння. Знати найбільші родовища світу, де видобувається дорогоцінне каміння.

2.1. Алмаз

Алмаз є рідкісним, але разом з тим досить поширеним мінералом. Промислові родовища алмазів існують на всіх континентах, окрім Антарктиди.

Уже кілька тисяч років алмази видобуваються з розсипних родовищ. До відкриття наприкінці ХІХ століття алмазоносних кімберлітових трубок вважалося, що алмази утворюються у річкових відкладах.

Розміри кристалів варіюють від мікроскопічних до дуже великих, маса найбільшого алмазу «Куллінан», знайденого в 1905 р. у Південній Африці, складала 3106 карат (0,621 кг). Алмази масою понад 15 кар. є рідкісними, а масою від 100 кар. – унікальними. Такі камені дуже рідкісні і часто отримують власні імена і світову популярність.

Сьогодні алмази мають чотири основні галузі застосування:

- Дорогоцінний камінь. Переважна частина (за вартістю) видобутих природних алмазів використовується для виробництва діамантів.
- Матеріал для виготовлення ножів, свердел, різців і подібних виробів. Потреба в алмазі для промислового застосування змушує розширювати виробництво штучних алмазів.
- Алмазний порошок (як відходи при обробці природного алмазу, так і отриманий штучно) використовується як абразив для виготовлення ріжучих і точильних дисків тощо.
- Використання алмазу як активного елемента мікроелектроніки, особливо в потужнострумовій і високовольтній електроніці через велику величину пробивної напруги і високу теплопровідність.

Алмаз як мінерал є однією з кристалічних модифікацій карбону (вуглецю). Назва його походить від грецького слова *ἀδάμας* (адамас), що в перекладі означає «нездоланий» і відображає виняткову механічну стійкість цього мінералу. Сингонія кубічна. Кожен атом карбону в структурі алмазу розташований у центрі тетраедра, вершинами якого слугують чотири найближчих атома. Саме міцний зв'язок атомів карбону пояснює високу твердість алмазу.

Форми кристалізації алмазу різноманітні: поряд з монокристалом знаходяться полікристалічні агрегати, які мають різну будову. Плоскогранні форми: октаедр, ромбододекаедр, гексаедр (куб). Кривогранні кристали: октаедроїд, додекаедроїд, гексаедроїд. Також для алмазів характерні полікристалічні зрощення. Крім того, алмаз зустрічається у природі в формі полікристалічних зрощень, таких як борт, балас і карбонадо.

«Борт» (ймовірно, походить від старофранцузької *bord* або *bort* – неповноцінний). Являє собою прихованокристалічну форму, в якій кристали алмазу розташовані безладно, без певної орієнтації. Цей термін використовується також для позначення кристалів і їх уламків, що не знаходять застосування в ювелірній справі. Такі кристали подрібнюються і використовуються для технічних цілей.

«Балас» – сфероліти, які зазвичай мають форму правильних кульок, хоча іноді зустрічаються краплеподібні і грушоподібні форми. Мають радіально-променисту будову, яку добре видно на зламах. Характерна особлива поверхнева скульптура, що дозволяє легко відрізнити їх від одиночних округлих кристалів алмазу.

«Карбонадо» – португальське слово, що означає «вуглистий», воно вживалося для позначення щільних зернистих різновидів алмазу, що зустрічаються в Бразилії. На даний час назва карбонадо або чорний алмаз вживають для позначення прихованокристалічних різновидів алмазу, що представляють собою неоднорідну масу ще більш дрібних кристалів (не більше 20 мкм). Карбонадо має вигляд неправильних шматків або уламків з емалеподібною поверхнею або шлакоподібні і пористі, зазвичай з більш-менш округлими краями і кутами. Колір зазвичай темний з різними відтінками, більш інтенсивний ззовні. Карбонадо є непрозорим або лише просвічує.

За кольором алмаз може бути безбарвним або забарвленим в різні відтінки жовтого, коричневого, червоного, блакитного, зеленого, чорного кольорів.

Алмаз має одну з найвищих теплопровідностей серед твердих тіл $900 - 2300 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. На цій властивості базується один з методів діагностики алмазів. На повітрі алмаз згорає при $850 - 1000 \text{ }^\circ\text{C}$, а в струмені чистого кисню горить слабо-голубим полум'ям при $720 - 800 \text{ }^\circ\text{C}$, повністю перетворюючись, в кінцевому рахунку, на вуглекислий газ. При нагріві до $2000 \text{ }^\circ\text{C}$ без доступу повітря алмаз за $15 - 30$ хвилин переходить у графіт і вибухоподібно руйнується, утворюючи дрібні частки.

Під дією сонячного світла і, особливо, катодних, ультрафіолетових і рентгенівських променів алмази проявляють люмінесценцію. Під дією катодного і рентгенівського випромінювання світяться різними кольорами всі різновиди алмазів, а під дією ультрафіолетового – лише деякі. Рентгенолюмінесценція широко застосовується на практиці для вилучення алмазів з породи.

Через високу вартість алмази часто видобуваються у досить екстремальних умовах. Їх видобуток відбувається в пустелях, на дні океану, в тропіках Африки, за Полярним колом. Раніше, до ХХ століття, алмази видобували на

території Бразилії, Індії й острова Борнео. Пізніше ці камені були знайдені у 35 країнах, в 25 з яких на сьогоднішній день проводиться видобуток алмазів.

На всій планеті алмази поширені не рівномірно. На півдні та заході Африканського континенту, на сході Південної Америки, в Індії, у Східному Сибіру, в області Полярного кола Північної Америки, у Австралії спостерігається найбільша концентрація родовищ алмазів.

Ресурси алмазів світу на початок ХХІ ст. становили близько 55 млрд карат, а запаси – майже 1,2 млрд карат. Існує тенденція до збільшення ресурсів, яка чітко проявилася за останні десять років, особливо після відкриття і залучення до експлуатації найбільших алмазоносних провінцій в Канаді, Намібії, родовища Аргайл в Австралії, відкриття нових родовищ у Ботсвані та Анголі. На сьогодні щорічний видобуток алмазів складає близько 80 млн карат. Провідними постачальниками алмазів у світі є Росія, Ботсвана, Канада, Ангола і ПАР, які забезпечують понад три чверті світового видобутку.

Родовища алмазів поділяються на дві групи: корінні (первинні), і розсіпні (вторинні), що виникли при руйнуванні корінних родовищ.

Корінними родовищами алмазів є:

- алмази в метеоритах;
- алмази в імпактитах (астроблемах);
- алмази в кімберлітах;
- алмази в лампроїтах;
- алмази з лужно-базальтоїдних, лужно-ультраосновних та ультраосновних порід некімберлітового генезису;
- алмази з метаморфічних порід.

З *розсіпів* можна виділити наступні геолого-генетичні типи: делювіальні, пролювіальні, алювіальні і морські (прибережно-морські і шельфові).

Промислове значення (80 % алмазів, що видобуваються) мають алмазоносні кімберлітові і лампроїтові породи, а також розсіпні, що формуються за рахунок їх розмиву (20 % алмазів, що видобуваються). За оцінками фахівців, близько 90 % запасів алмазів корінних джерел зосереджені в кімберлітових трубках, а близько 10 % – у лампроїтових трубках.

Основний видобуток алмазів ведеться з розсіпів різних генетичних типів, що експлуатуються при вмісті 0,25 – 0,50 карат / м³. Серед розсіпів виділяють:

- елювіально-делювіальні (ДР Конго, ПАР, Гана),
- алювіальні (ДР Конго, Ангола, ПАР, Сьєрра-Леоне, Венесуела та ін.),
- прибережно-морські і морські (Намакваленд в ПАР, Намібія й Ангола).

З огляду на те, що алмаз має особливу абразивну стійкість, він може переноситися на великі відстані від корінного джерела, іноді на тисячі кілометрів (наприклад, прибережно-морські розсіпи Південно-Західної Африки). Якщо розглядати всю сукупність кристалів і їх зрощень, що знаходяться в корінному джерелі, то при транспортуванні їх нестійка частина руйнується. Тому алмази з розсіпів, навіть розташованих близько від корінного джерела, за якістю перевершують алмази з кімберлітів цієї трубки. В процесі

навіть недалекого перенесення знищується частина зрощень, каменів з різними дефектами, що призводить до зростання частки ювелірних алмазів.

Кімберліти являють собою брекчієподібні породи зеленкувато-сірого або блакитно-сірого кольору (рис. 2.1). Хімічний склад порід ультраосновний з підвищеною лужністю. Кімберліти мають порфірову структуру з вкрапленнями олівіну, іноді флогопіту в тонкозернистій основній масі серпентин-карбонатного складу з флогопітом і апатитом, нерідко з флюїдальною текстурою. Містять уламки алмазоносних магматичних і метаморфічних порід (гранатових перидотитів, дунітів, піроксенітів, еклогітів), а також містять уламки вмісних осадових порід.



Рис. 2.1. Алмаз в кімберліті. Трубка Мир, Якутія, Росія. Зразок: Тусоншоу-2009

Кімберліти являють собою субвулканічні утворення, які заповнюють вирви вибуху у фундаменті стародавніх платформ, а також, трубчасті тіла й жили спільно з включеннями і уламками різноманітних порід. Вирви простежуються на велику глибину і зливаються з дайкоподібними тілами ультраосновних порід (рис. 2.2). Трубки приурочені до великих розломів в кристалічному фундаменті платформ.

Алмазоносні кімберліти поширені в Південній і Екваторіальній Африці, Австралії, Канаді, США, Індії, Бразилії, Росії. Переважно, кімберлітові трубки приурочені до зон поширення докембрійських платформ (рис. 2.3).

Найдавнішу історію розробки корінних родовищ алмазів має Південна Африка. Перші кімберлітові трубки були знайдені у Південній Африці, в районі міста Кімберлі. Їх розробляла величезна кількість старателів, які на своїх ділянках в межах трубок мали власні канатні дороги, по яких транспортувалися породи. Коли глибина гірничих робіт збільшилася, розробка окремих ділянок ставала все більш небезпечною і трудомісткою. Для вирішення цієї проблеми було проведено централізацію технологічних процесів видобутку. В результаті

у 1888 р. з'явилася єдина компанія «Де Бірс консолідейтед Майнз» із розробки всіх п'яти трубок району: Де Бірс, Дютойтспен, Кімберлі, Весселтон, Блумфонтейн. Протягом ХХ ст. компанія була світовим монополістом, що постачав алмазну сировину на світовий ринок ювелірного каміння.

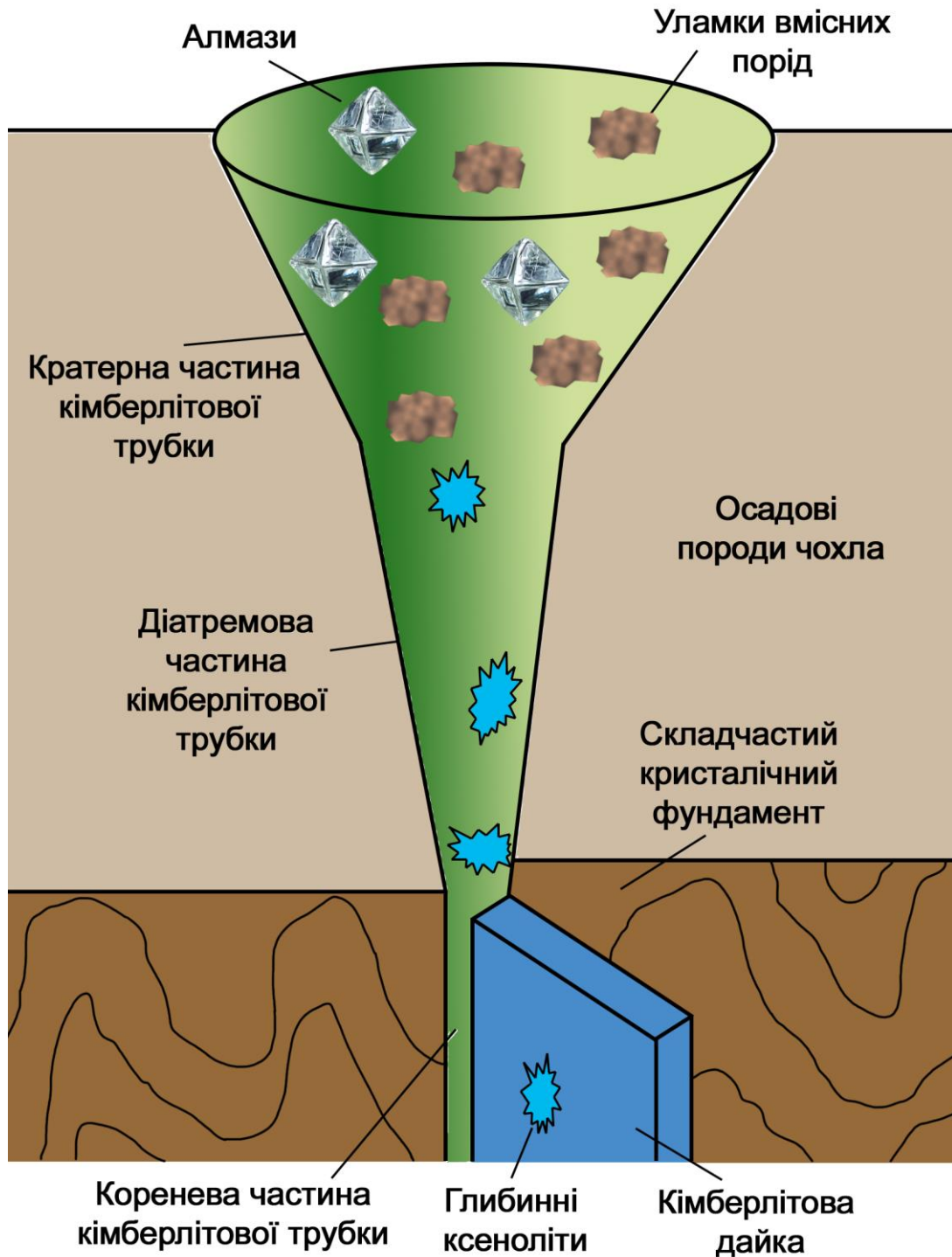


Рис. 2.2. Схематична будова кімберлітової трубки (за Т.В. Посуховою, 2000)



Рис. 2.3. Схема поширення кімберлітів (за Т.В. Посуховою, 2000).

Області, зафарбовані коричневим, показують межі платформ з віком фундаменту понад 1,5 млрд років. Червоними ромбами відзначені області поширення алмазоносних кімберлітів

У м. Кімберлі сьогодні знаходиться пам'ятка геології та історії гірництва – відпрацьований кар'єр «Велика діра» (англ. Big Hole) – величезний недіючий алмазний рудник. Починаючи з 1866 по 1914 рік близько 50 тисяч гірників вирили кар'єр за допомогою кирок і лопат, видобувши при цьому 2722 кілограми алмазів (14,5 мільйона карат). В процесі розробки кар'єру було вилучено 22,5 млн т ґрунту. Саме тут були знайдені такі знамениті алмази, як «Де Бірс» (428,5 карат), блакитно-білий «Портер-Родс» (150 карат), оранжево-жовтий «Тіффані» (128,5 карат). Площа «Великої діри» становить 17 гектарів. Її периметр дорівнює 1,6 км, а ширина – 463 м. Діра була вирита на глибину 240 метрів, але потім була засипана порожньою породою до глибини 215 метрів, в даний час дно діри заповнює вода, її глибина складає 40 метрів.

У 1902 р. поблизу м. Преторія місцевий муляр на прізвище Куллінан, відкриває корінне родовище, якому дають назву трубка «Прем'єр». Через кілька років на цьому родовищі було видобуто найбільший в світі алмаз. На честь власника копальні, він отримав назву «Куллінан». Його вага становила 3106 карат.

На сьогоднішній день в ПАР відомо понад 250 трубок (вони залягають переважно серед відкладів крейдового віку). Правда, лише деякі з них містять алмази. Всі алмазоносні трубки мають характерну будову по вертикалі: зверху розташовується так звана жовта земля – жовтувата глиниста порода з алмазами,

яка представляє собою продукт вивітрювання «синьої землі» – власне кімберліту, що її підстилає.

Протягом останніх десятиліть видобуток алмазів розвинувся у Канаді. Найбільшими діючими рудниками є Екаті (рис. 2.4) і Дьявік, розташовані на півночі країни. Рудник Екаті (англ. ЕКАТІ Diamond Mine) розташований в центральній частині провінції Північно-Західна Територія в 300 км на північний схід від м. Слоунайф, у 100 км на південь від Полярного кола. Розробляється з 1998 р. Родовище включає кімберлітові трубки Панда (Panda), Коала (Koala), Лиса (Fox) і Соболь (Sable), єдина лінійна протяжність яких становить близько 17 км, і трубку Мізері (Misery), віддалену від них на 30 км. Площі трубок 2 – 3,5 га. Всі п'ять трубок розташовані під озерами завглибшки 12 – 29 м і перекриті мореною потужністю до 20 м. Вмісними породами кімберлітів є граніти.



Рис. 2.4. Алмазний рудник «Екаті», Канада

(<https://www.thediamondloupe.com/mining-and-exploration/2018-05-14/dominion-has-once-again-delayed-expansion-0>)

Рудник Дьявік розташований на невеликому острові площею 20 км², який неофіційно називають Іст-Айленд. Сам острів знаходиться на озері Гра довжиною 60 км, у 300 км на північний схід від столиці Північно-Західних територій Канади м. Слоунайф, в 220 км на південь від Північного полярного кола. Експлуатуються три кімберлітові трубки, що розробляються як відкритим, так і підземним способом. На сьогоднішній день загальна площа

рудника становить близько 10 км², а термін його експлуатації оцінюється в 16 – 22 роки. Запаси оцінюються в 16,4 млн т руди з вмістом 2,9 карат на тонну.

Лампроїт (англ. lamproite) – загальна назва для групи багатих лейцитом і санідіном вулканічних порід. Термін введений П. Нігглі у 1923 р. для виділення групи порід з високим вмістом калію та магнію. Назву лампроїт було дано від грецького «лампрос» – блискучий через характерні для цієї групи вкрапленики флогопіту. Лампроїти відомі в Австралії, ПАР, Бразилії та Росії.

Алмазоносний лампроїт вперше відкрито в Австралії у 1976 році. Це відмінний від кімберлітів генетичний тип родовищ алмазів. Лампроїти географічно бувають пов'язані з кімберлітами, у їх складі є багато спільного, але є й істотні відмінності. Для лампроїтів характерні низький вміст кальцію, алюмінію, натрію та екстремально високий вміст розсіяних елементів. Лампроїти містять магнезійний олівін, флогопіт, діопсид, лейцит, санідин, рихтерит. Також лампроїт відрізняється від кімберліту високою концентрацією Ti, K, P і деяких інших елементів. Разом з цим, немає суттєвої різниці між алмазами цих двох типів порід.

Єдиною в світі лампроїтовою трубкою, з якої до 2020 р. видобувалися алмази в промисловому масштабі, є **Аргайл** (Argyle) у Австралії (зазвичай лампроїтові трубки дуже бідні алмазами або взагалі їх не містять). Трубка Аргайл йде вглиб на два кілометри і має ширину близько 500 м. Родовище трубки Аргайл мало найбільші запаси алмазів у світі. Тільки близько 5% алмазів з лампроїтів могли використовуватись у ювелірній промисловості, решта використовувалася в технічних цілях. При цьому трубка Аргайл була головним джерелом рідкісних рожевих алмазів.

Алмази, що видобувалися, в більшості своїй були досить дрібними – в середньому по 0,08 карат. Найбільшим австралійським алмазом, виявленим при розвідці, став камінь вагою 28 карат. На малюнку показана схема роботи підземної секції рудника (рис. 2.5).

Імпактити. Імпактитами названі особливі породи, які формуються в результаті ударної дії на Землю космічної (метеоритної) речовини. Вперше алмази в імпактитах були знайдені В.Л. Масайтісом в гігантському кратері Попігайської структури (Сибір). Алмази з імпактитів є дрібними (до 2 мм), неправильної форми, мутнуваті, зерна мають вигляд уламків. У всіх зернах алмазу імпактного походження міститься гексагональна модифікація вуглецю – лонсдейліт. Імовірно, алмаз в імпактитах утворюється одночасно з цими породами при взаємодії високих температур і тисків, що виникли у карбонвмісних породах Землі. При падінні метеоритів зі швидкістю понад 4 км/с ударна хвиля створює швидкий підйом тиску і температури, що викликає перетворення навколишніх порід, в яких відбуваються твердофазові переходи мінералів, пластичні деформації, плавлення та випаровування речовини. Ці зміни є наслідком імпактного метаморфізму, ознаки якого відображаються на структурних особливостях мінералів (поява двійників, утворення мінеральних фаз високого тиску: стишовіту і коеситу – поліморфних модифікацій SiO₂). Є

перспективи відкриття подібних родовищ в Україні (Кіровоградська обл. та ін. райони).

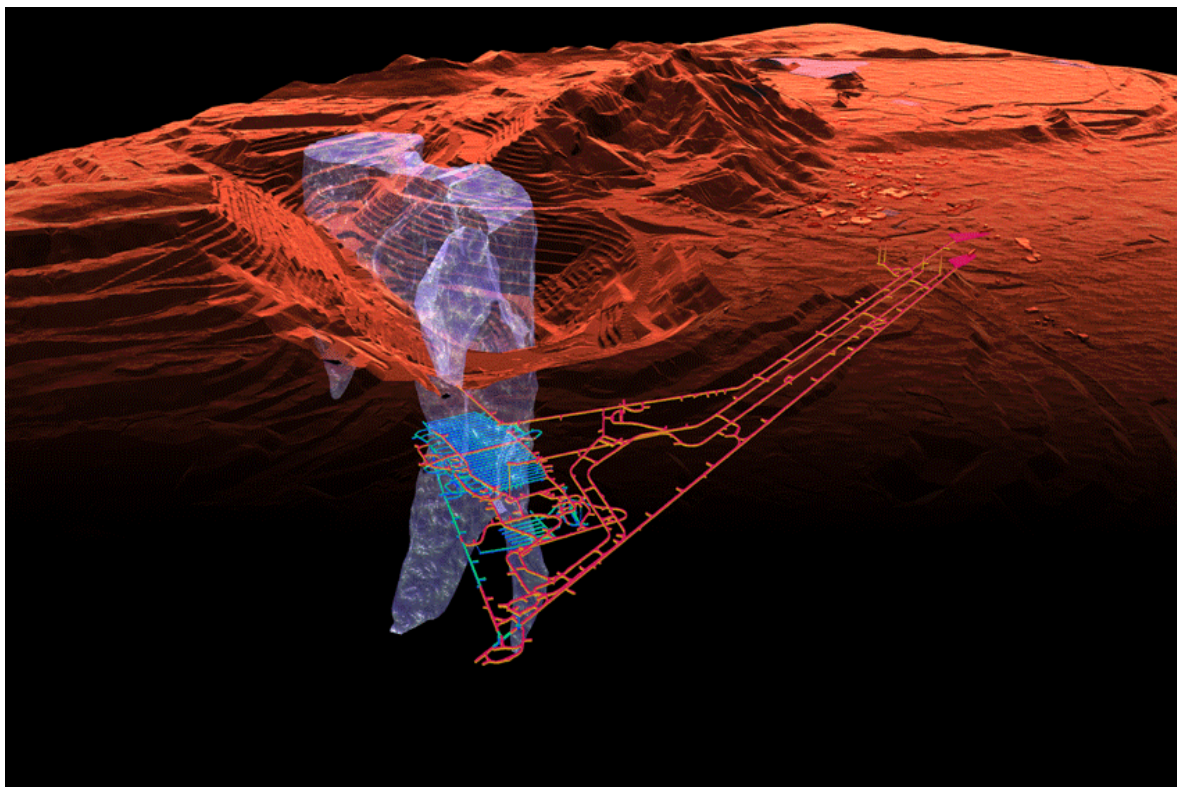


Рис. 2.5. Схема роботи підземної секції рудника «Аргайл», Австралія (diamond-ladyinred.com)

Родовища метаморфогенного типу. Єдиним в світі родовищем алмазів такого типу є Кумдикульське родовище технічних алмазів, яке знаходиться в Північному Казахстані, у 25 кілометрах на північний захід від міста Кокшетау.

На відміну від інших алмазних родовищ його формування не пов'язане з кімберлітовим магматизмом. Згідно з однією з гіпотез, алмази Кумдикульського родовища утворилися при зануренні карбонвмісних осадових порід в мантію до глибин 150 – 200 км, де в результаті підвищення тиску графіт переходить в алмаз. Також існує точка зору щодо метасоматичної кристалізації алмазів із газової фази. Основні запаси алмазу зосереджені в гнейсах (85,5 %).

2.2. Рубін і сапфір

Рубін і сапфір є коштовними різновидами мінералу корунду. Хімічно чистий корунд є безбарвним. Червоне забарвлення різних інтенсивностей і відтінків (рубін) обумовлена наявністю домішки хрому (Cr^{+3}), яка ізоморфно заміщує алюміній (Al^{+3}), а синє, голубе, зелене, фіолетове, оранжеве, жовте,

коричневе та ін. (сапфір) також різної інтенсивності, глибини та відтінків забарвлення – домішками (Ti^{+4}), (Fe^{+2} , Fe^{+3}), іноді (Mn^{+4} , Mn^{+3}).

Корунд (англ. *Corundum*) – Al_2O_3 – мінерал, оксид алюмінію. Назва походить від давньоіндійського «kurundam», що власне означає рубін або сапфір. Зустрічається у вигляді діжкоподібних, діпірамідальних (рис. 2.6) і таблитчастих кристалів. Колір широко варіює від безбарвного і сірого до різних відтінків червоного, синього або фіолетового. Твердість за шкалою Мооса – 9, густина – 4 г/см^3 .

Корунд не може утворюватися разом з кварцом, оскільки мінерали реагують з утворенням одного з поліморфів силікату алюмінію (кіаніт, андалузит, силіманіт). Зустрічається в магматичних породах, бідних кремнеземом (типу сієнітів, нефелінових сієнітів). Великі кристали знаходять у пегматитах, генетично пов'язаних із зазначеними гірськими породами. Зерна і мегакристали, що сягають 10 см у діаметрі, характерні для метаморфічних порід глибокої стадії метаморфізму – гнейсів, гранатових амфіболітів, гранулітів. Корунд утворюється у мармурах при їх скарнуванні в результаті пневматоліто-гідротермальних процесів. Також формується при контактово-метаморфічних змінах осадових порід, багатих глиноземом (наждак). Основну масу дорогоцінних різновидів корунду знаходять у розсипах.



Рис. 2.6. Кристал корунду (сапфіру) у вмесній породі
(<https://www.minerals.net/mineral/corundum.aspx>)

Генетичні класи родовищ корунду: магматичний, пневматоліто-гідротермальний, пегматитовий, метаморфогенний та розсипний. Загальну схему утворення родовищ корунду наведено на рис. 2.7.

Серед корінних родовищ мають промислове значення і виділяються як самостійні геолого-промислові типи:

- *скарнові* – жилоподібні, гніздові скупчення і вкрапленість рубіну у форстерит-діопсидових магнезіальних скарнах серед доломітових мармурів і кальцифірів глибокометаморфізованих гнейсових товщ, інтродованих гранітоїдами (родовища Могокського району М'янми, р. Хунза в Пакистані, родовища Афганістану і Таїланду);

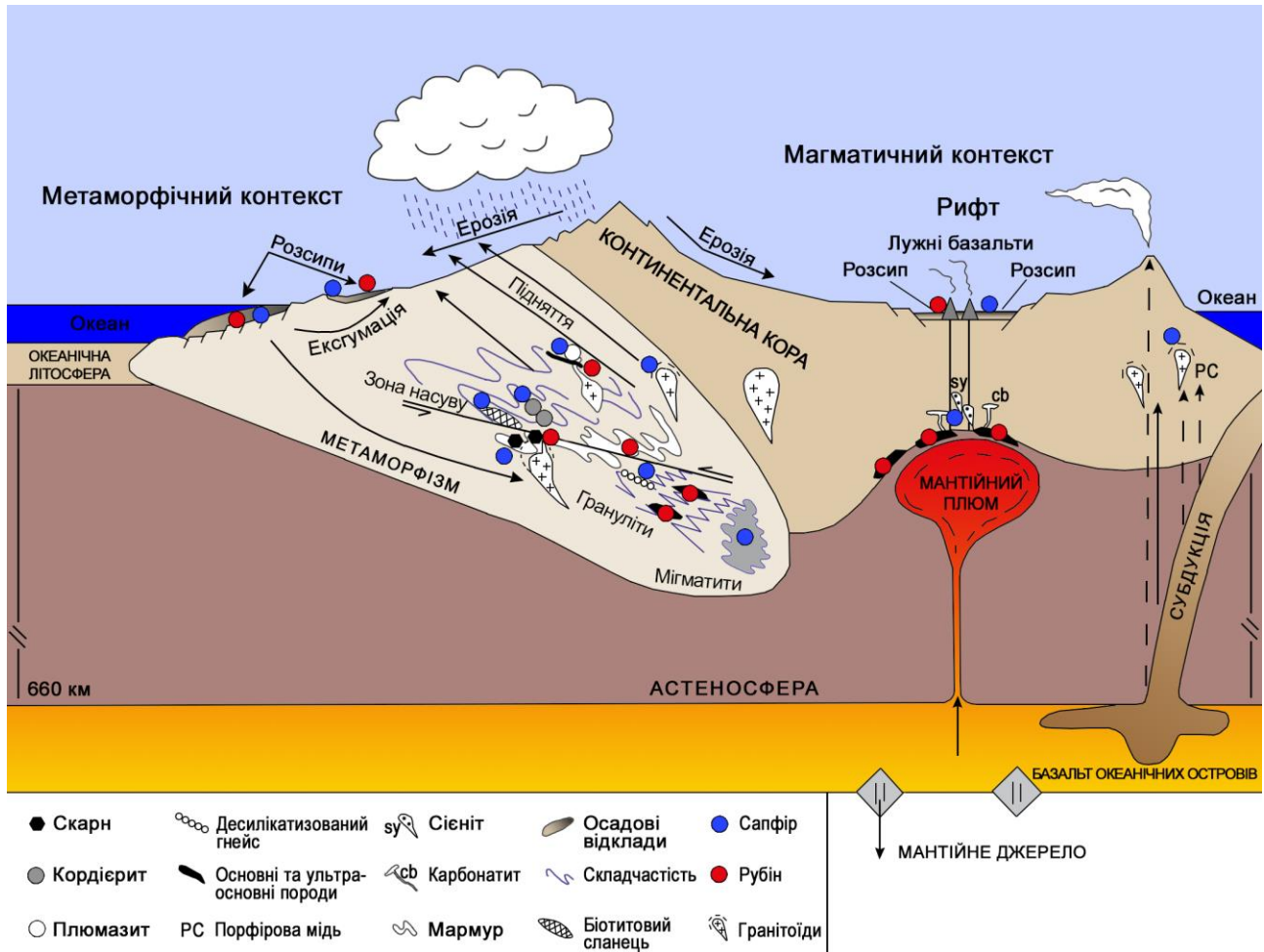


Рис. 2.7. Різні типи покладів корунду в їх геологічному та геодинамічному середовищі. Вертикальний розмір не має масштабу, а субконтинентальна літосфера не показана (за Г. Джуліані та Л.А. Гроат, 2019)

- *пегматитові* – жили і лінзи гранітоїдних пегматитів з великими кристалами сапфіру і рубіну в польвошпатовій зоні, а також в контактній з доломітами і мармурами актиноліт-тремолітовій зоні (родовище Сунджем в штаті Кашмір, Індія).

Головним же геолого-промисловим типом родовищ благородного корунду є елювіально-делювіальні і алювіальні (терасові і долинні) розсипи, широко представлені у М'янмі, Австралії (штати Квінсленд та Новий Південний Уельс), Індії (штати Джаму і Кашмір), Шрі-Ланці, Таїланді, Камбоджі та ін. країнах.

Корінні джерела розсіпів генетично різноманітні, представляючи гніздову і акцесорну розсіяну вкрапленість кристалів сапфіру або рубіну в базальтах (Австралія, Камбоджа, Таїланд), лужних лампрофірах (родовище Його-Галч в штаті Монтана, США), силікатних флогопіт-скаполіт-плагіоклазових скарнах (Шрі-Ланка, М'янма), слюдитових грейзенах (родовище Умба в Танзанії та ін.), сієнітових і міаскітових пегматитах (Канада, Шрі-Ланка, М'янма), кристалічних сланцях і гнейсах гранулітової і амфіболітової фацій метаморфізму.

Всесвітньо відомим є *Могокський рубіноносний район* (або Могокський кам'яний пояс) у М'янмі, який з найдавніших часів є джерелом дорогоцінних каменів і в першу чергу найякіснішого карміново-червоного рубіну відтінку «голубиної крові». Район знаходиться на північний схід від м. Мандалай у високогірній частині країни і займає площу близько 400 км². Його геологічна будова зумовлена широким розвитком глибокометаморфізованих, імовірно архейських, порід – гнейсів і кристалічних сланців з прошарками кондолітів (силіманітових кварцитів), що прориваються лейкократовими гранітами. На деяких ділянках у складі цих товщ з'являються потужні горизонти переважно кальцитових мармурів (рис. 2.8) та асоційованих з ними вапнистих гнейсів.



Рис. 2.8. Закладка вибухівки до рубіноносного мармуру. Субвертикальна жила глинистих порід могла слугувати джерелом Al і Cr, необхідних для виникнення рубіну (фото: Е. Біллі Хьюз)

(<http://lotusgemology.com/index.php/library/articles/159-rock-talk-a-mogok-geology-primer>)

Світове поширення родовищ корунду тісно пов'язане з тектонікою плит – геодинамікою зіткнення, розриву та субдукції. Вік визначається непрямим

датуванням ряду мінералів (циркону, монациту, рутилу і слюд), або у вмісних породах, або як сингенетичні включення у корунді.

Чотири основні періоди формування корунду:

- архейський період (2,97–2,6 млрд років тому);
- панафриканський орогенез 750–450 млн років тому);
- гімалайський орогенез (45 млн років – до четвертинного періоду);
- екструзія лужних базальтів (від 65 млн років тому – до четвертинного періоду).

Найдавніше родовище знаходиться серед порід архейських метаморфічних серій (2,97–2,6 млрд років тому) у південно-західній Гренландії. Рубінове родовище Aappaluttoq в комплексі анортозитів Fiskeneset містить послідовність потужних олівін-ультрамафічних порід, пронизаних лейкогабро. Контакт між ультрамафічними породами та лейкогабро був центром інтенсивних флюїдних реакцій 2,66 млрд років тому (датування монациту U-Pb) з утворенням рубіну у флогопітових породах.

Між іншим, в Україні серед трох молодших за віком порід (протерозой) теж були розвідані родовища і прояви корундів. За часів СРСР їх відносили до технічних, тобто неювелірних (зокрема Драгунське родовище абразивного корунду). Серед порід у верхів'ях р. Конка зустрічаються виходи корунд-силіманітових гнейсів, що складаються з силіманіту 45-50%, корунду 18-20%, плагіоклазу, біотиту. Корунд входить до складу корунд-двослодяних сланців верхньої світи Гуляйпільського залізорудного родовища. Кристали корунду завжди оточені облямівкою з плагіоклазу. Розміри кристалів досягають 1 см і більше. Відома одинична знахідка кристала корунду розміром 12 см. Кристали корунду фіолетові, червоні і рожеві, часто просвічують. Нині, з розвитком технологій облагородження, якість цих корундів може бути переглянута. Також можуть бути здійснені необхідні геохронологічні дослідження для датування їх абсолютного віку.

Другим періодом утворення корунду був панафриканський орогенез (750–450 млн років тому). Сюди входять первинні рубінові та сапфірові родовища в поясі дорогоцінних каменів Східної Африки, Мадагаскару, Індії та Шрі-Ланки, які пов'язані з процесами зіткненнями між східною та західною Гондваною під час загальноафриканських тектоніко-метаморфічних подій.

Третій період відповідає кайнозойському гімалайському орогенезу (45 млн років – до четвертинного періоду). Приклади включають рубінові родовища, розміщені у мармурах в Центральній та Південно-Східній Азії, що зустрічаються у метаморфічних блоках, на які впливали великі тектонічні події під час зіткнення індійської та євразійської плит.

У четвертому періоді корундоутворення переважає екструзія лужних базальтів у кайнозої (від 65 млн років тому – до четвертинного періоду). Ювелірні корунди зустрічається у всьому світі як ксенокристи або мегакристи в ксенолітах або анклавах, включених у базальтові магми під час їх сходження. Такі родовища сапфіру та рубіну трапляються від Тасманії через Східну Австралію, Південно-Східну Азію та Східний Китай до далекосхідної Росії. Вони також зустрічаються в Нігерії та Камеруні в районах Аїр і Хоггар; на північному, центральному та східному Мадагаскарі; в Аксумі в Ефіопії тощо.

Більшість рубінів і сапфірів мають незначні розміри, але трапляються і великі екземпляри. Найбільший з відомих рубінів «Раджа ратна» («Цар самоцвітів») має масу 459 г (2475 карат). В корону Св. Вацлава, що зберігається у Празі, вставлений рубін неправильної форми розміром 3,95 x 3,65 x 1,4 см і масою близько 250 карат. Найкрасивішими рубінами світу вважаються два камені, знайдені в Бірмі, один, видобутий в 1899 році мав масу 15,4 г (77 карат), другий масою 30 г (150 карат) був знайдений в 1928 році. Зірчастий рубін насиченого вишневого кольору, оброблений у вигляді овального кабошону розміром 3,15 x 2,65 x 1,91 см і масою 136,72 карата, знайдений на Шрі-Ланці, зберігається в Смітсонівському інституті у Вашингтоні і на честь дарувальника названий «Россер Рівз».

2.3. Смарагд. Олександрит (хризоберил)

Смарагд (від. грецьк. *σμάραγδος* – зелений камінь) – прозорий різновид берилу (рис. 2.9), забарвлений хромом та ванадієм з домішкою оксиду заліза у трав'яно-зелений колір. Натуральні смарагди рідко бувають бездефектними, зазвичай вони мають тріщини і розколи, часто їх розсікає складна мережа тонких прожилок і тріщин. Берил має загальну формулу $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ і є берилосилікатом алюмінію. Твердість мінералу складає 7,5 – 8, а густина – 2,67 – 2,78 г/см³. Кристали смарагду тріщинуваті, зазвичай мають розмір від 2 – 5 мм до 0,5 – 2 см, рідше – більший розмір. Великі бездефектні камені насиченого холодного тону, які мають вагу понад 5 карат, цінуються більше ніж алмаз.



Рис. 2.9. Смарагд у вмисній породі. Урал, Росія. Фото: А.А. Євсєєв

Смарагд має довгу історію видобутку. Родовища смарагду з II тис. до н.е. до Нового часу розроблялися в Єгипті, а в доколумбовий час – корінними жителями Південної Америки. На сьогоднішній день найбільшими виробниками смарагдів є Колумбія, Замбія і Бразилія.

За генезисом родовища смарагду поділяються на контактово-метаморфічні та пневматоліто-гідротермальні. Оскільки за густиною смарагд близький до кварцу, алювіальні розсипи цього каменю зазвичай не утворюються, вторинні родовища представлені лише корою вивітрювання.

Контактово-метаморфічні родовища представлені жилами і жильними зонами у флогопітових і флогопіт-біотитових сланцях (слюдитах) з вкрапленнями кристалів смарагдів серед метаморфізованих ультраосновних порід (грейзенізація) (рис. 2.10). Потужність жил коливається від 0,2 до 10 м, протяжність жильних зон за простяганням сягає 300 – 500 м, а глибина – 100 – 200 м і більше. Грейзенізація є впливом високотемпературних водних розчинів на магматичні і метаморфічні породи. В результаті цього процесу початкові породи за рахунок польового шпату гранітів перетворюються на гірські породи, що мають у своєму складі кварц, світлі слюди і часто – цінні рудні мінерали у формі вкрапель. Наявність грейзенів є провідною пошуковою ознакою на родовища руд рідкісних металів і дорогоцінного каміння, у тому числі і смарагду.

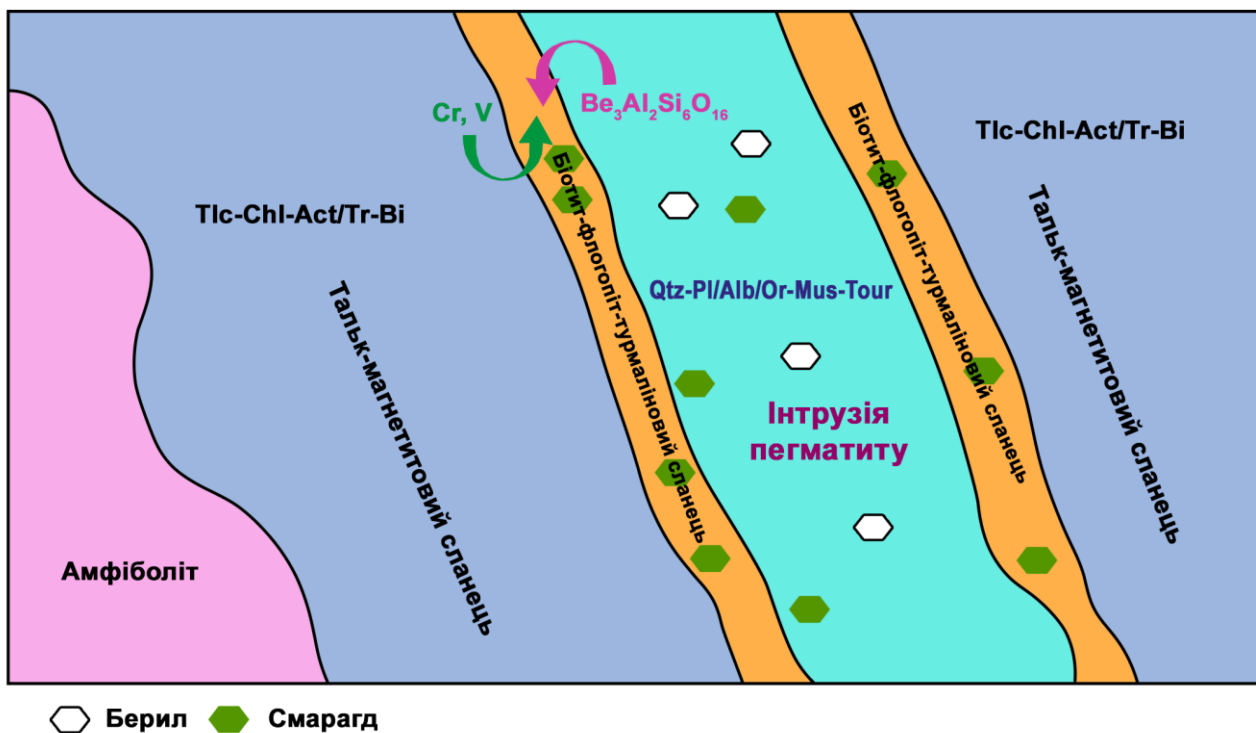


Рис. 2.10. Схема берилової мінералізації на родовищах Замбії (за Тао Хсу та ін., 2014):

Tlc – тальк, Chl – хлорит, Act – актиноліт, Tr – тремоліт, Bi – біотит, Qtz – кварц, Pl – плагіоклаз, Alb – альбіт, Or – ортоклаз, Mus – мусковіт, Tour – турмалін (<https://www.gia.edu/UK-EN/gia-news-research-kagem-emerald-mine-zambia>)

Призматичні, іноді сплюснені табличчасті кристали смарагдів сантиметрових розмірів, що нерідко супроводжуються олександритом, берилом, хризоберилом, турмаліном, флюоритом, апатитом та іншими мінералами, нерівномірно розподілені в істотно флогопітовій масі породи.

Найбільшими родовищами даного типу є: Кагем (Замбія); Сандавана, Мустард (Зімбабве), Сомерсет (ПАР), Раджгарх, Калігуман (Індія), Сват (Пакистан), Хабахталь (Австрія) та ін.

Пневматоліто-гідротермальні родовища характеризуються прожилками, жилами, штокверковими та жильними зонами кальцитового, доломіт-кальцитового і пірит-альбітового складу з нерівномірною вкрапленістю кристалів смарагду серед чорних глинистих сланців і вуглистих вапняків.

Найкращі за якістю смарагди приурочені до гідротермальних жил, що залягають у вуглисто-карбонатних сланцях. Зокрема, до них належать колумбійські смарагди, що зустрічаються в низькотемпературних карбонатних прожилках, які січуть чорні бітумінозні вапняки. Протяжність індивідуальних жил досягає 60 м, а потужність варіює від міліметрів до 20 см. Призматичні кристали смарагду розміром 2 – 3 см асоціюють з кальцитом, доломітом, піритом, кварцом і альбітом, гетитом і баритом, утворюючи скупчення в порожнинах.

Кращими представниками даного типу є телетермальні родовища Колумбії: Музо, Чівор, Коскес, Вегод-Сан-Жоан; до нього належить низка родовищ Бразилії і Афганістану.

Велика частина світового видобутку смарагдів з давніх пір належить Колумбії. Звідси на світовий ринок надходять найкращі в світі камені, виключно високо цінуються в торгових колах та у ювелірів різних країн. На даний час в Колумбії відомо близько 180 родовищ смарагду, розташованих у Східних Кордильєрах. Основний видобуток припадає на родовища Музо, Коскуец, Чівор (Сомондоко, або «Бог зелених каменів»), Пеньяс-Бланкас, Якопі та ін. Смарагдова мінералізація повсюдно пов'язана з жилами істотно кальцитового і альбітового складу, широко розвиненими серед нижньокрейдових вуглистих вапняків і бітумінозних сланців (рис. 2.11). Продуктивна пачка родовища Чівор являє собою чергування глинистих сланців і вапняків, розбитих пошаровими і січними мінералізованими тріщинами; жили, що їх виконують, мають інший, ніж на родовищі Музо, склад. Це піритові, пірит-альбітові і альбітові утворення. Серед глинистих сланців фіксуються вільні порожнини-гнізда, що з'єднуються з жилами тонкими провідниками; порожнини містять кристали смарагду, альбіт і пірит.

Середня довжина кристалів смарагдів з родовищ Колумбії становить 2-3 см, у виняткових випадках досягаючи 10 – 15 см. Переважає світло-зелений колір; найцінніші густозабарвлені камені зустрічаються рідше. Габітус кристалів – шестигранна призма і базис, перпендикулярний її граням.

Хризоберил – оксид берилію та алюмінію, хімічна формула мінералу – $BeAl_2O_4$. Густина: 3,5 – 3,9 г/см³, твердість за шкалою Мооса – 8,5. Колір хризоберилів зазвичай жовтий з зеленкуватим відтінком, жовтий і коричневий.

Хризоберил утворюється у пегматитах, слюдяних сланцях, контактово-метасоматичних породах, а також у кислих магматичних породах. Родовища хризоберилу існують у М'янмі, на о. Мадагаскарі, у Шрі-Ланці, Індії, на Уралі, у Бразилії (шт. Мінас-Жерайс).

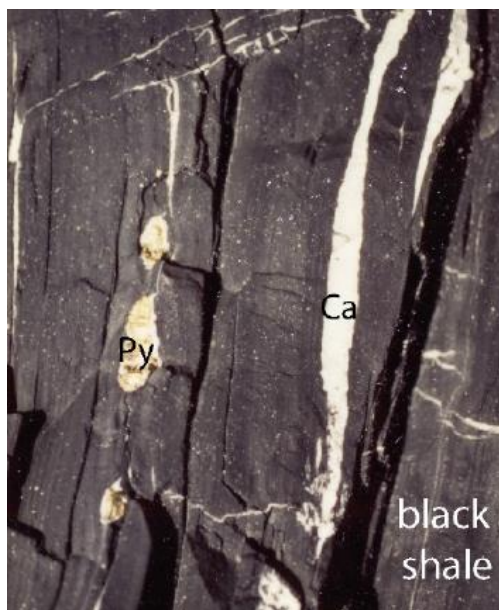


Рис. 2.11. Смарагдоносна кальцитова жила у чорному сланці, Колумбія (за Г. Джуліані та ін., 2019):

Py – пірит; Ca – кальцит; black shale – вуглистый сланець

Олександрит є найціннішим різновидом хризоберилу, що має ефект зміни кольору при різному освітленні через вміст хрому (рис. 2.12). Так, при денному світлі колір вперше відкритого у 1840-х роках мінералу був смарагдово-зеленим, а при світлі свічки (або штучному освітленні – лампа накаливання) – фіолетово-червоним. Згодом було відкрито олександрити з іншими типами зміни кольорів. Забарвлення зумовлюють різні концентрації домішок хрому, ванадію тощо. При сильному нагріванні камінь змінює колір.

Олександрит зустрічається в біотит-флогопітових слюдитах серед метаморфізованих ультраосновних порід, а також в пегматитових жилах і в зоні контакту в формі окремих кристалів і зростків. Родовища знаходяться у Росії (на Уралі), в Бразилії, на Мадагаскарі, у Шрі-Ланці, Танзанії, Індії та ін.

Росія як локалізація для олександриту залишається одним з найбільш цінних джерел. Олександрити з Росії, як правило, є побічним продуктом видобутку смарагду з метаморфічних слюдяно-сланцевих жил в ультрамафічних гірських породах. Видобуток почався в 1830-х роках, але зменшився у ХХ столітті, коли акцент змістився на берилій, і закінчився з падінням Радянського Союзу в 1991 році. Нещодавно було вжито зусиль для збільшення виробництва російського олександриту. Є кілька важливих родовищ: Маріїнське (Малишівське); Черемшанське; Сретенське (Свердловське), де були виявлені перші російські смарагди; Красноболотне, де

були знайдені найбільші та найкрасивіші російські олександрити в 1839 році; та Красноармійське. З них Малишівське родовище історично мало найбільший видобуток.



Рис. 2.12. Олександрит у слюдиті. Зміна кольору при різному типі освітлення (<https://jgems.ru/interesnoe/kamni-menyayushhie-tsvet>)

Шрі Ланка. Родовища хризоберилу зустрічаються навколо сіл Моравака та Денія у Південній провінції. Олександрити трапляються на алювіальних відкладах, під якими розташовано корінні докембрійські метаморфічні породи, і первісне джерело олександритів залишається невідомим. Більшість олександритів Шрі-Ланки мають більш слабку зміну кольору, ніж російські та бразильські камені. Однак олександрити Шрі-Ланки часто досягають великих розмірів з високою чистотою, а камені масою до 600 кар. були досліджені Гемологічним інститутом Америки.

Індія. Хризоберил тут видобувають у п'яти штатах: Керала, Мадх'я-Прадеш, Одіша (раніше Орїсса), Андхра-Прадеш і Таміл Наду - з 1980-х і 90-х. Олександрит зустрічається там або в пегматитових інтрузіях у граніти, або в біотитових сланцях, що розробляються уздовж зони контактів пегматитів і перидотитів. Індійські олександрити зазвичай мають більш слабку зміну кольору, ніж російський та бразильський матеріал, але інколи трапляються і високої якості.

Бразилія. У 1980-х роках штат Мінас-Жерайс став на деякий час найбільшим світовим виробником олександритів. Найважливішим джерелом прекрасного олександриту був пегматитовий регіон Малакачета на північному сході штату. Олександрит видобували там з 1975 по 1988 рік, пік видобутку був на початку 1980-х. У 1987 році було відкрито олександритове родовище Лавра де Гематита (Lavra de Nematita). Це ознаменувало найбільше відкриття бразильського олександриту. На сьогоднішній день «Гематита» дала десятки кілограмів олександриту, які, як правило, більші та чистіші, ніж ті, що є у

Малакачеті, включаючи деякі ограновані дорогоцінні камені вагою до 30 кар, які демонструють надзвичайну зміну кольору. Кілька місць у сусідніх штатах Баїя та Еспіріто-Санто також дають олександрит, хоча і з загальною нижчою якістю з точки зору кольору, чіткості, розміру чи якоїсь комбінації.

Танзанія. Олександрит походить в основному з двох гірничих районів Танзанії: озера Маньяра на півночі та Тундуру на півдні. Озеро Маньяра – це первинне родовище, де було виявлено олександрит у флогопітвмісному сланці. Олександрит з Тундуру видобувають із вторинного алювіального родовища.

2.4. Берил і топаз

Берил – мінерал класу силікатів, хімічна формула $Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$. Форма кристалів – шестигранний призматичний кристал. Спайність недосконала. Сингонія гексагональна. Прозорість від напівпрозорого до прозорого. Блиск скляний. Твердість за шкалою Мооса 7,5 – 8, густина 2,75 г/см³. Показник заломлення 1,56 – 1,60. Злам раковистий, нерівний.

Топаз – мінерал класу силікатів, формула $Al_2[SiO_4](F,OH)_2$. Можливі домішки Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Cr, V та ін. Кристали призматичні, короткостовпчасті. Спайність досконала. Сингонія ромбічна. Колір у природі – безбарвний, золотисто-жовтий, блідо-блакитний, жовтий, жовтувато-коричневий, фіолетово-червоний, рожевий. Блиск скляний, твердість за шкалою Мооса 8, густина – 3,49 – 3,57 г/см³. Показник заломлення – 1,606 – 1,638. Має раковистий злам.

Родовища берилів і топазів поділяються на чотири класи: пегматитовий, пневматоліто-гідротермальний, гідротермальний (поствулканічний), розсипний.

Пегматитовий тип родовищ представлений:

- камерними мікрокліновими пегматитами – скупчення берилів і топазів у крупних мінералізованих порожнинах-камерах під кварцовим ядром (Україна, США) (рис. 2.13);

- заноришевими мікрокліновими пегматитами – скупчення у порожнинах-заноришах у центральних частинах і роздувах жил (Бразилія, Мадагаскар, Росія);

- міароловими (порожнинними) мікроклін-альбітовими пегматитами, заміщеними клевеландитом і лепідолітом – порожнини з берилом у роздувах жил на границі кварцового ядра з бічною польовошпатовою або графічною зоною (США, Бразилія);

- мусковіт-мікрокліновими (берил-мусковітовими) безпорожнинними пегматитами – скупчення кристалів берилу в кварцовому ядрі та блоках мікрокліну (США, Росія).

Пневматоліто-гідротермальні родовища представлені берилоносними мусковіт-топаз-кварцовими грейзенами у лейкократових граніт-порфірах та аплітоподібних гранітах, що являють собою скупчення берилу і топазу у численних дрібних порожнинах. Для зазначеного класу родовищ характерні

такі ювелірні різновиди берилу як аквамарин, геліодор, рідше зелений берил (Забайкалля, РФ).

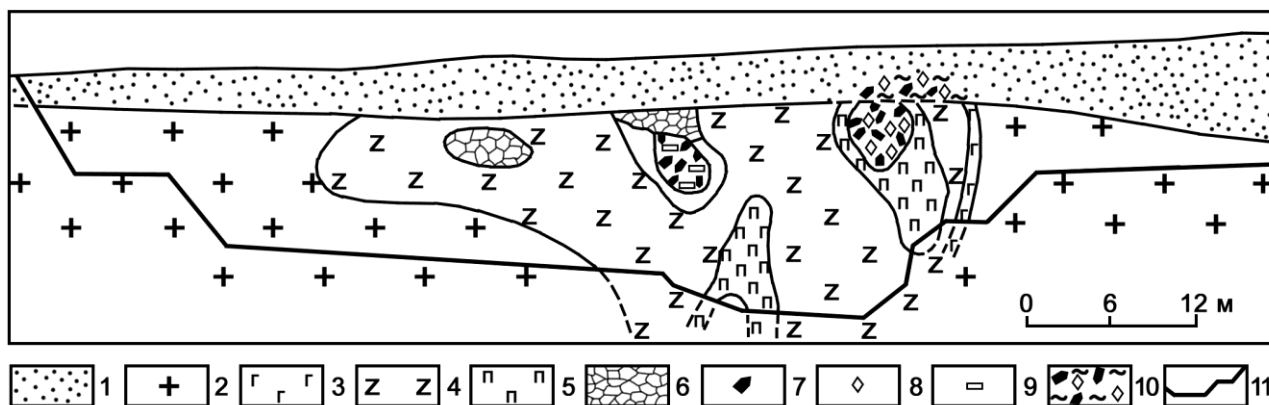


Рис. 2.13. Типовий розріз топазоносного камерного пегматиту Волині (за Є.Я. Києвленком та ін., 1982).

Умовні позначення: 1 – наноси; 2 – середньозернистий рапаківіподібний граніт; 3 – графічний пегматит; 4 – пегматоїдна зона; 5 – блокова польовошпатована зона; 6 – кварцове ядро; 7 – моріон; 8 – топаз; 9 – ювелірний берил; 10 – алювіально-делювіальна розсип; 11 – контур кар’єра.

Гідротермальні (поствулканічні) родовища мають менше значення і є більш продуктивними на топаз. Вони представлені кислими ефузивами (ріоліти і кварцові порфіри). Кристали топазів зустрічаються на ділянках розвитку тріщин і первинних порожнин у лавових покривах – мінералізованих тріщинах і порожнинах. У жилах разом з топазом зустрічаються кальцит, флюорит, гематит і гранат. Топази безбарвні, блідо-голубі та винно-жовті, мають розмір від 1 – 2 до 15 – 20 см (Томас, шт. Юта, США).

Розсипні родовища берилів і топазів представлені елювіальними та елювіально-делювіальними розсипами, а також алювіальними розсипами.

Елювіальні та елювіально-делювіальні розсипи представлені глинистими та щербенисто-глинистими відкладами кір вивітрювання корінних пегматитових тіл, а також похованих делювіальних та пролювіальних розсипів (Бразилія, Мадагаскар, Україна).

Алювіальні розсипи – алювіальні гравійно-галечно-піщані відклади річкових терас і долин (Бразилія, Мадагаскар, Шрі-Ланка).

В Україні на Хорошівському (Володарськ-Волинському) п’єзокварцовому родовищі відомі знахідки великих берилів і топазів. Тут було знайдено відомі кристали берилу «Академік Лазаренко» (4,88 кг) і «Апостоли Петро і Павло» (6 кг), кристали топазу «Золоте Полісся» (5,39 кг), «Казка» (2,8 кг), «Академік Ферсман» (2,1 кг) (рис. 2.14). Нині вони зберігаються у Музеї коштовного і декоративного каміння (м. Хорошів Житомирської обл.).



Рис. 2.14. Топаз «Академік Ферсман». Розмір 14x8x8 см, вага 2,107 кг. Хорошівське родовище, Україна (<https://museumstone.com.ua/kol.htm>)

2.5. Мінерали групи гранату

Гранати – мінерали підкласу острівних силікатів (рис. 2.15). Загальна формула мінералів – $R^{2+}_3R^{3+}_2[SiO_4]_3$, де R^{2+} – Mg, Fe, Mn, Ca; R^{3+} – Al, Fe, Cr. Форма кристалів гранатів представлена ромбододекаедрами і тетрагонтриоктаедрами. Спайність практично відсутня, сингонія кубічна. Прозорість кристалів від напівпрозорого до прозорого, блиск скляний, злам раковистий. Генетичні типи родовищ гранатів представлені пегматитовим, магматогенним, метаморфогенним, гідротермально-пневматолітовим і розсипним. До групи гранату входить значна кількість різновидів, що застосовуються як у ювелірній галузі, так і як абразивний матеріал. Нижче наведено інформацію про основні мінеральні види.

Піроп ($Mg_3Al_2[SiO_4]_3$) – мінерал групи гранату, що має магматичний генезис. Зустрічається у вигляді переважно рівномірної вкрапленості у деяких ультраосновних породах (кімберлітах, гранатових перидотитах, піроксенітах), а також у розсипах, які утворилися в результаті руйнування цих порід. Промисловими родовищами є алмазоносні кімберліти Якутії та Африки, де піроп розробляється супутньо з алмазами, а також еруптивні базальтові брекчії Чехії. Розсипні родовища елювіально-делювіального походження знаходяться у Чехії (рис. 2.16), Мозамбіку, Танзанії, Кенії, ПАР, Індії, Шрі-Ланці, Бірмі та у США (Аризона, Північна Кароліна).

Найдавнішим місцем видобування гранатів є Чехія, де місцеві піропи розроблялися ще за часів середньовіччя. Корінним джерелом каменів є вулканічні трубки вибуху, подібні кімберлітовим. Схему будови трубки на родовищі «Лінгорка» наведено на схемі (рис. 2.17).



Рис. 2.15. Кристали альмандину у вмісній породі (Австрія). Фото: Didier Descouens



Рис. 2.16. Видобуток чеських гранатів (поч. XX ст.)
(<https://activity.ctrip-ttd.hk/ottd-activity/dest/t17834248.html>)

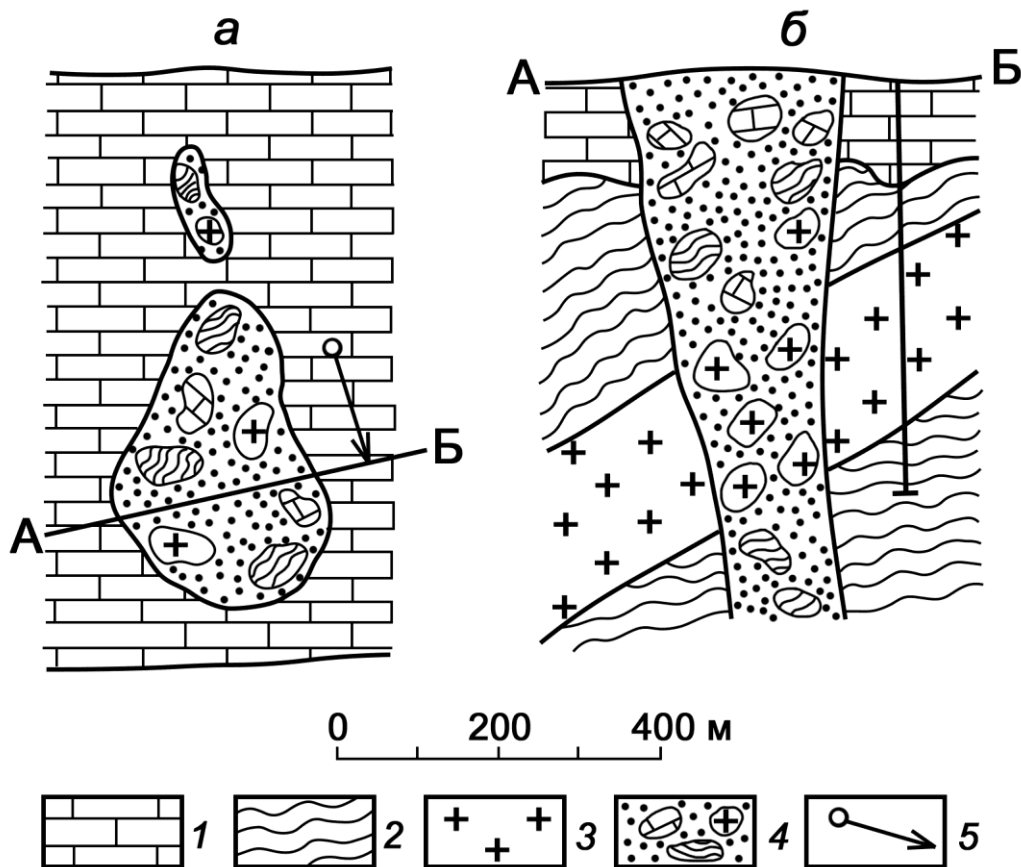


Рис. 2.17. Схема будови вулканічної трубки «Лінгорка» (за Є.Я. Києвленком та ін., 1982):

1 – верхньокрейдові осадові породи; 2 – протерозойські грануліти і гейси; 3 – піропові перидотити; 4 – базальтова брекчія з уламками гнейсів, гранулітів, перидотитів та осадових порід; 5 – бурова свердловина. А-Б – лінія розрізу

Альмандин ($\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$) є найпоширенішим мінералом групи гранату, який є типовим для багатих залізом глинистих порід, що зазнали впливу процесів регіонального метаморфізму амфіболітової фації. Рідше зустрічається в ефузивних породах середнього і кислого складу, а також у гранітних пегматитах.

Альмандин ювелірної якості переважно отримується з розсипів супутньо з іншими корисними копалинами: комплексі розсипи о. Шрі-Ланка, розсипні родовища золота Фінляндії та Австралії, розсипи руд рідкісних металів о. Мадагаскар. Родовища альмандину ювелірної якості знайдено у слюдяних сланцях на Алясці. Частина ювелірного альмандину отримується в результаті розробки абразивних гранатів.

Пегматитові родовища альмандину самостійного значення не мають, але є важливим джерелом якісного альмандину в розсипах. Мінерал часто зустрічається в аплітоподібних зонах гранітних пегматитів, що залягають у гранітах, кристалосланцях та інших алюмосилікатних породах. Скупчення крупних гранатів відмічаються переважно у рідкіснометальних (мусковіт-

берилових) пегматитах, що формуються у слюдяних, біотит-гранатових, дистенових та ставролітових гнейсах і сланцях.

Спесартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ – мангановий різновид мінерального виду «альмандин-спесартин». Названий за родовищем Шпессарт (Баварія, ФРН). Зустрічається в пегматитах і кристалічних сланцях на усіх континентах. Сьогодні на ринку присутні якісні спесартини з родовищ Бразилії (Альто-Мірадор), Танзанії, Нігерії, Намібії та ін.

Уваровіт $Ca_3Cr_2^{3+}[SiO_4]_3$ утворюється при гідротермальній переробці ультраосновних порід і хромових руд, розвивається в порожнинах і по тріщинах. Зустрічається зазвичай у вигляді кристалів разом з хромшпінелідами і хромовими хлоридами у покладах хромітів серед ультраосновних вивержених порід. Родовища відомі у РФ (Сарановське родовище на Уралі), США, Канаді, ПАР (Бушвельд), Польщі, Фінляндії (Оутукумпу).

Гросуляр (цаворит) $(Ca_3Al_2[SiO_4]_3)$ – типовий мінерал вапнякових скарнів, може утворюватися у результаті гідротермальної зміни серпентинітів і габро. Промислове значення мають родовища у Танзанії, Кенії та на Мадагаскарі, де гросуляр зустрічається у кварцових жилах і жеодах, що січуть метасоматично змінені графітові гнейси, які, у свою чергу, контактують з доломітизованими мармурами. Східноафриканський гросуляр отримав комерційну назву «цаворит» на честь національного парку Тсаво у Кенії.

Демантоїд $(Ca_3Fe_2(SiO_4)_3)$ – мінерал групи гранату яскраво-зеленого кольору – ювелірний різновид андрадиту, має алмазний блиск (рис. 2.18).



Рис. 2.18. Демантоїд у вмійній породі. Мадагаскар (Ф. Пецота, 2010)

Родовища демантоїду поділяються на два генетичних класи: ендегенні (гідротермальні) та екзогенні (розсипні). Гідротермальні родовища пов'язані з серпентинізованими ультраосновними породами та серпентинітами і являють собою зони дрібних мінералізованих тріщин, розвинутих поблизу тектонічних порушень у крайових частинах ультрабазитових масивів. Розсипні родовища утворювались в результаті руйнування гідротермальних родовищ внаслідок гіпергенних процесів. Демантоїди розроблялися до 20-х рр. XX ст. на двох родовищах Середнього Уралу: Бобровському та Полдневському. На сьогодні основними постачальниками демантоїдів є Іран та Мадагаскар. Знахідки відомі на Корейському півострові, у Закавказзі, на Чукотці, на азбестових родовищах Італії, у ДР Конго, Саксонії (ФРН), на півночі Угорщини.

Сьогодні одними з найякісніших демантоїдів на світовому ринку є ті, що розробляються на півночі Мадагаскару. Перші знахідки андрадиту на Мадагаскарі зафіксовані на початку XX ст. у нефелінових сієнітах. У 2006 р. на півострові Амбатто було знайдено зелені гранати ювелірної якості. Родовище гранатів Антетезамбатто нижче поверхневого зміненого шару представлене блоком шаруватих осадових порід, інтродованих мережею лампрофірових дайок (рис. 2.19).

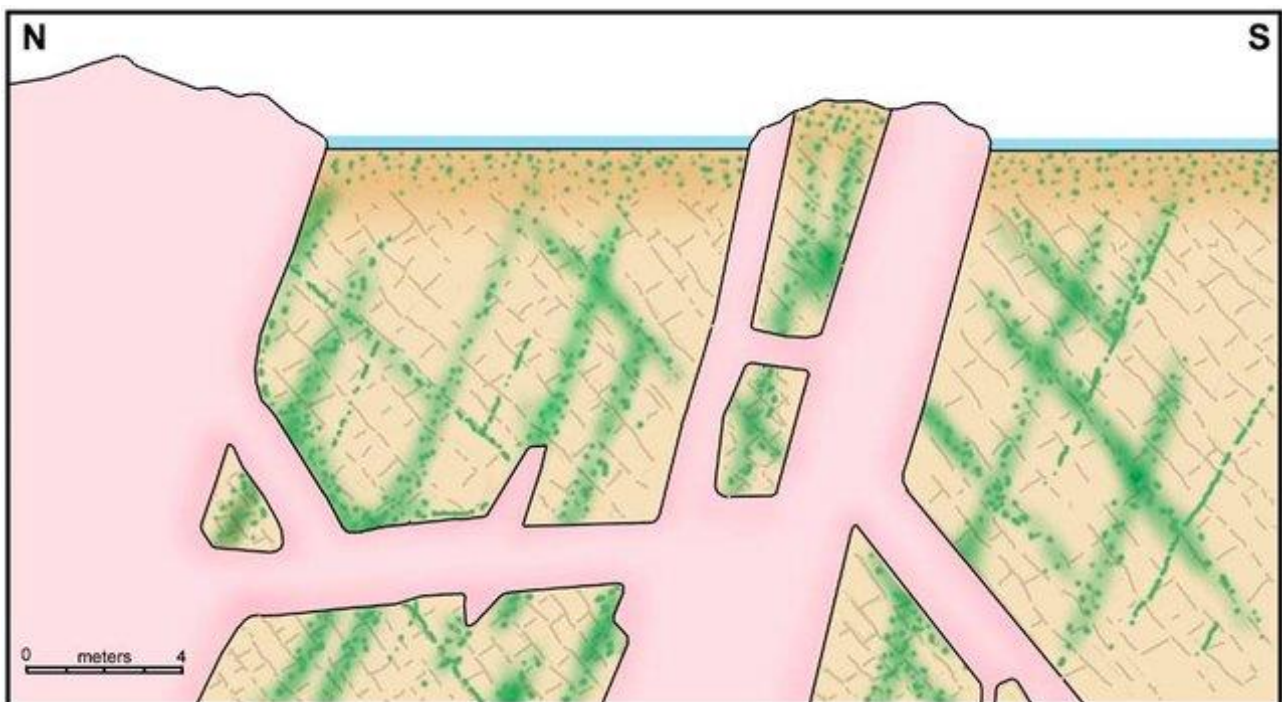


Рис. 2.19. Схематичний геологічний розріз через північну частину родовища демантоїдів (за Ф. Пецотою, 2010):

Рівень води під час припливу (синє), приповерхневий елювіальний горизонт вивітрілих порід, що кристали демантоїду (коричневий), перешарування пісковиків і вапняків (жовто-коричневий), у яких містяться метасоматично змінені зони (зелене) та багаті демантоїдом скарнові жили (зелений пунктир), розвинуті уздовж тріщин, метасоматично змінених зон та гарячих контактів з лампрофіровою інтрузією (рожеве)

Родовище утворилося в осадових породах під час субвулканічної інтрузії лампрофірових магматичних порід. Інтрузивна фаза активізувала високотемпературну пневматолітову і гідротермальну циркуляцію флюїдів, яка була сконцентрована уздовж зон тектонічних порушень. В результаті метасоматичних процесів осадові породи перетворилися на скарни, у порожнинах яких кристалізувався андрадит (демантоїд).

На Уралі демантоїди зустрічаються у розсипах та корінних породах. Вмісними породами у корінних родовищах є дуніти і габро-перидотити, серпентинізовані уздовж тріщин. Відкриті тріщини заповнені глинистою речовиною і білим серпофітом, що має грубоволокнисту будову. Демантоїди утворюють поодинокі та ланцюжкові вкраплення.

2.6. Ювелірні різновидів кварцу

Кварц (SiO_2) є кристалічним діоксидом кремнію. Форма кристалів – шестигранні призми, увінчані шести- чи тригранною пірамідальною голівкою, яка поєднує межі двох ромбоєдрів. Спайність у кварцу відсутня, сингонія мінералу тригональна. Прозорість кварцу буває від напівпрозорого до прозорого, кварц має скляний блиск та раковистий злам.

До ювелірних різновидів кварцу належать *аметист* (фіолетовий), *гірський криштал* (безбарвний), *димчастий кварц* (коричневий), *моріон* (чорний) та *цитрин* (жовтий).

Особливості утворення аметисту і решти каміння групи дещо відрізняються і будуть розглянуті окремо. Генетичні класи родовищ аметисту представлені гідротермальним, пегматитовим і розсипним.

Аметист – фіолетовий різновид кварцу. Може мати синюватий або червоний відтінок різної інтенсивності. За хімічним складом є діоксидом кремнію SiO_2 з постійною домішкою Fe_2O_3 . Зі збільшенням вмісту Fe^{3+} посилюється інтенсивність забарвлення аметисту. Поміж інших домішок зустрічаються Al, Li, K, Ca, Mg, Cr, Mn, Ti, Cu. Аметисти зазвичай кристалізуються на завершальній стадії гідротермального процесу при температурі не вище 200 °C і тиску не вище кількох десятків атмосфер. Аметистоутворюючі розчини мають залізо-кремній-бікарбонатний склад з підвищеним вмістом калію.

Промислові ендегенні родовища ювелірного аметисту відносяться до пегматитового і гідротермального класів. Екзогенні родовища представлені елювіальними та елювіально-делювіальними розсипами. Провідна роль належить гідротермальними родовищам, як об'єктам експлуатації та джерелу розсипних родовищ.

Пегматитові родовища аметисту представлені заноришевими та класичними камерними пегматитами.

Заноришеві пегматити являють собою, переважно, жили письмового граніту, що також включають ділянки блокового польового шпату і кварцу.

Пегматити містять відкриті тріщини і занориші, стінки яких, крім аметисту, вкриті кристалами польового шпату, кварцу, чорного турмаліну (шерлу) і топазу. Дрібні аметисти зустрічаються у тонких тріщинах і невеликих порожнинах, а крупні кристали – разом з димчастим кварцом – у порожнинах розміром до перших метрів. Найбільші родовища даного типу зустрічаються на Мадагаскарі, у Шрі-Ланці і М'янмі та є джерелом розсіпів.

У камерних пегматитах аметист утворюється на останній стадії кварцової мінералізації та наростає на кристали димчастого кварцу і моріону у вигляді зовнішніх шарів і кірок. У такому вигляді аметист спостерігався на Майдантальському пегматитовому полі (Узбекистан).

Рідше аметист зустрічається окремо від димчастого кварцу у невеликих порожнинах, заповнених глинистою масою, на контакті між графічним пегматитом і кварц-польовошпатовою зоною. Родовища, що розробляються, відомі у шт. Монтана.

Гідротермальні родовища аметисту представлені кришталеносними кварцовими жилами, мінералізованими зонами тріщин у гранітоїдних породах, а також жеодами у ефузивних породах основного складу (рис. 2.20).

Безрудні кварцові жили з кришталеносними порожнинами, у яких разом з гірським кришталем зустрічається аметист, зазвичай залягають серед зелених сланців, кварцитів і гнейсів. Аметист наростає на субстрат з жильного кварцу або на кристали гірського кришталю. Найбільші родовища даного типу – Хасаварка (Північний Урал, Росія), Монтесума і Гроту-ду-Кошу (Бразилія). Відомі прояви у Індії та США.



Рис. 2.20. Аметистова жеода у базальті, Бразилія. Фото: Гемологічний інститут Америки (GIA)

Родовища типу мінералізованих зон тріщин у гранітоїдних породах зосереджуються в ендоконтактах гранітоїдних масивах та контролюються тектонічними зонами, що перетинають контакти інтрузивів з метаморфічними породами. Аметист локалізується у аметистоносних тріщинах серед інтрузивних брекчійованих порід. Найбільші родовища – Мвакамбіко (Зімбабве), Мурзинський аметистоносний район, зокрема, родовище Ватіха (Середній Урал, Росія), Обман (Якутія, Росія), Фор-Пікс (шт. Аризона, США).

У ефузивних породах основного складу скупчення аметисту знаходяться у верхніх частинах лавових покривів, складених мигдалекам'яними вітробазальтами, що містять велику кількість мінералізованих пологих тріщин окремоті. Аметист складає центральні частини жеод у вигляді суцільних друз і щіток. Більшість родовищ даного типу знаходиться у шт. Ріу-Гранді-ду-Сул (Бразилія) та в Уругваї. Відомі менші родовища у базальтах південного сходу Австралії та о. Тасманія. Подібні за генезисом родовища у кислих ефузивах поширені в Сибіру.

Серед розсипних родовищ аметисту зустрічаються елювіальні, елювіально-делювіальні та алювіальні родовища. Промислове значення мають елювіальні родовища давніх кір вивітрювання базальтів Бразилії та Уругваю, а також пегматитів Мадагаскару. Істотне значення мають алювіальні родовища Шрі-Ланки, Бірми та Бразилії.

Гірський кришталь, димчастий кварц, моріон та, іноді, **цитрин** зустрічаються на одних і тих самих родовищах. Всі різновиди прозорого кристалічного кварцу кристалізуються з гарячих водних розчинів у порожнинах гранітних пегматитів, а також у рудоносних і безрудних кварцових жилах. Температура їх кристалізації складає від 450 – 400 °С (моріон) до 200 – 120 °С (гірський кришталь). Послідовність утворення кольорових різновидів кварцу в крупних зональних кристалах з камерних гранітних пегматитів є наступною: напівпрозорий «стільниковий» кварц із включеннями – цитрин – димчастий кварц і моріон – безбарвний гірський кришталь – аметист – халцедоноподібний кварц.

Найбільші родовища кварцу у гранітних пегматитах знаходяться у Бразилії, на о. Мадагаскар, в Україні, Казахстані, у Росії (Урал, Східний Сибір). Найменш поширеним з усіх різновидів кварцу є цитрин, який зустрічається у Бразилії (Баїя, Гояс, Мінас-Жерайс), на Мадагаскарі, в Росії (Урал), М'янмі, Намібії, США, Угорщині, Іспанії, Франції, Великій Британії та Казахстані. Кристали кварцу, переважно моріону і димчастого кварцу, зустрічаються у камерах мікроклінових та альбіт-мікроклінових пегматитів. Камерні пегматити поширені в Україні, Казахстані, Монголії, Австралії, США, Бразилії, на Мадагаскарі.

В Україні на Хорошівському (Володарськ-Волинському) п'єзокварцовому родовищі відомі знахідки кристалів кварцу вагою до 7 тон.

Більшість родовищ ювелірного каміння групи кварцу належить до *гідротермальних кварцових жил*, у яких кристали кварцу розташовуються у порожнинах в місцях їх розширення (рис. 2.21). Гідротермальні кварцові жили поділяються на рудні і безрудні. Родовища існують в Китаї, Австралії, Росії (Урал, Якутія), Казахстані, Бразилії, в Альпійських горах.



Рис. 2.21. Гігантський кристал кварцу вагою 8800 кг з району Карібіб, Намібія, демонструвався на виставці в Тусоні, США, 1987 р. (Б. Каїрнкрос, 2011)

Розсіпні родовища ювелірного кварцу представлені елювіально-делювіальними і делювіально-алювіальними відкладами, що утворилися в результаті вивітрювання корінних родовищ. Вони поширені у місцях розповсюдження пегматитових та гідротермальних родовищ прозорого кварцу.

Аметрин – різновид кварцу, що поєднує в собі фіолетові кольори аметисту одночасно з жовтими кольорами цитрину (2.22). Єдиним значним ресурсом є родовище Анаї у Болівії; незначна кількість матеріалу надходить також з Уругваю та Бразилії. Шахта «Анаї» знаходиться серед складчастих сильно силікатизованих доломітових вапняків. Гідротермальна активність сприяла зростанню кварцу в тріщинах і пустотах масиву. Кольори аметисту та цитрину спричинені домішками заліза з різними станами окислення всередині кварцу.

У геолого-мінералогічному музеї НТУ «Дніпровська політехніка» демонструється кристал моріону вагою близько 100 кг.



Рис. 2.22. Аметрин у кристалі (ліворуч – у розрізі)
(<https://www.mindat.org/min-7606.html>)

2.7. Опал

Опал є коштовним каменем, що цінується, перш за все, за різнобарвний ефект світлової гри (опалесценції). З точки зору мінералогії він є агрегатом кремнезему, що не має кристалічної ґратки, тобто належить до мінералоїдів, які, на відміну від мінералів, не мають кристалічної структури. Формула опалу – $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Колір буває білим, жовтим, червоним, оранжевим, коричневим, блакитним, зеленим та чорним. Колір rischi білий. Твердість за шкалою Мооса 5,5 – 6,5. Опали бувають як прозорими, так і непрозорими. Блиск скляний, іноді перламутровий, злам раковистий.

Форма виділення опалу – аморфні склуваті маси з натічною зовнішньою формою. Опали часто виконують тріщини у різних видах порід, утворюють натічні форми у порожнинах, жовна, псевдоморфози по органічних рештках і деяких мінералах. Опал може переходити у кристалічний стан, розкристалізовуючись у халцедон, а потім у кварц.

Генетичні класи родовищ опалу: гідротермальний (постмагматичний) і площадних кір вивітрювання осадових порід.

Гідротермальні родовища зустрічаються у вулканітах і туфах, а також у бентонітових глинах.

Гідротермальні родовища у вулканітах. Опали даного типу родовищ зустрічаються у базальтах, андезитах, ріолітах і їх туфах, а також в інгімбрітах. Опалвмісними тілами слугують мінералізовані ділянки розвитку тріщин і первинних газових порожнин у вулканічних породах, де опал заповнює тріщини і пори. Благородний опал утворює прожилки завтовшки 1 – 10 мм у звичайному опалі та мигдаліни.

Опал зустрічається разом зі звичайним опалом (без люмінесценції), халцедоном, піритом, марказитом, хлоритом і цеолітом. Благородні опали прозорі і напівпрозорі, за кольором – червоні, зелені, голубі, молочно-білі, сірі, майже чорні із грою у червоних, зелених, голубих і фіолетових тонах. Камені достатньо

крихкі. Родовища даного типу відомі у Ефіопії, Бразилії, Мексиці, Гондурасі, США і Чехії.

Родовища благородного опалу в Ефіопії були відкриті у 1994 р. на півночі провінції Шева. Опал має коричневий, червоний, оранжевий, жовтий та білий колір (рис. 2.23). Родовища локалізуються у ріолітових туфах. Найбільше родовище опалів було знайдене у 2008 р. поблизу м. Вегель-Тена у провінції Волло. «Велло» або «волло» опали мають кращі якісні показники, для них характерний білий, жовтий, оранжевий або брунатний колір.

У геологічній будові району видобутку опалу відмічаються горизонтальні шари вулканічного походження. Товща має потужність понад 3000 м і складається з чергування шарів різного складу, починаючи від базальту до ріоліту, що утворилися під час вулканічних подій, пов'язаних з розкриттям Східноафриканської рифтової зони близько 30 млн років тому. Опалова мінералізація обмежується одним тонким шаром з ріолітовим (насиченим кремнеземом) складом. На сьогоднішній день інших опалонесних шарів не знайдено.



Рис. 2.23. Опал з Ефіопії (В. Вертрієст та ін., 2019)

Більшість опалів «велло» видобувається з єдиної площі шаруватих вулканічних порід. Основною жилою є опалізовані ріолітові ігнімбрити завтовшки до 1 м, які перекривають глинисті відклади. Опал, найвірогідніше, утворився в результаті накопичення пересичених кремнієм розчинів на поверхні непроникних глинистих шарів. Кремнистий гель випадав у поровому просторі ігнімбритів, а згодом перетворився на опал.

Також існує думка про те, що ефіопські опали могли утворитися у ґрунтових умовах (педогенні). Вона ґрунтується на мікроскопічних спостереженнях викопних рослин у опалах, та деяких інших дослідженнях. За цією теорією ефіопський опал утворився в спокійний період без вулканічної активності, де ґрунти могли розвиватися та підтримувати життя рослин. У цей період вулканічне скло розпадалося і розчинялося у рідинах, а польовий шпат перетворився на глину. Рідини, збагачені діоксидом кремнію, осаджували опал у порожнинах протягом усього часу накопичення ґрунтового горизонту. Вони часто зберігали

грунтові текстури, які ми сьогодні бачимо як включення або опалові текстури.

Гідротермальні родовища у бентонітових глинах. Бентонітові глини утворюються в результаті зміни туфів. Опали зустрічаються у прошарках аргілітизованих попелових туфів з численними рештками флори і фауни серед піщано-глинистих порід і туфітів. Опал утворює псевдоморфози по деревних рештках і кістках ссавців. Благородний опал складає прошарки у звичайному опалі, іноді повністю заміщуючи деревні рештки.

Благородний опал даного типу родовищ має різну ступінь прозорості – від прозорого до напівпрозорого та колір від білого до чорного із грою у зелених і червоних тонах. Більшість каменів крихкі. Родовища мають незначні запаси. Найбільше родовище у світі – Рейнбоу-Рідж (США).

Родовища кір вивітрювання. Родовища даного типу зустрічаються у мезозойських та кайнозойських площадних корах вивітрювання осадових порід. Вмісними породами слугують глинисті утворення кори вивітрювання глинистих та вапнистих пісковиків з прошарками гіпсу, глин, галечників і конгломератів. Опали зустрічаються у нижніх зонах кори вивітрювання у частково каолінізованих осадових породах. Благородний опал утворює прошарки завтовшки 2 – 4 см, псевдоморфози по рештках флори і фауни, кальциту, гіпсу, а також складає ядра кременистих конкрецій діаметром 0,6 – 20 см.

Благородний опал зустрічається разом зі звичайним опалом, серицитом, каолінітом, гетитом, гібситом, халцедоном, кварцом, лімонітом, псиломеланом та алунітом. Зразки благородного опалу, від прозорих до напівпрозорих, чорні, темно-сірі, зелені, червоні, білі, сині і голубі із грою у червоних, зелених, синіх і голубих тонах. Мають низьку схильність до розколювання. Головні родовища розташовані у Австралії (рис. 2.24).



Рис. 2.24. Кар'єр з видобутку опалу в Аларіку, шт. Квінсленд, Австралія (Тао Хсу та ін., 2015)

Більшість австралійських опалів видобувається в районі м. Кубер-Піді (Coober Pedy) в штаті Південна Австралія. У штаті Новий Південний Уельс в районі містечка Лайтнінг-Рідж добувають інший опал з переважаючим чорним забарвленням (з грою кольорів від темно-сірого до чорно-блакитного). Цей тип вважається найбільш рідкісним, оскільки на чорний опал доводиться лише близько 5% від загальної кількості видобутих в Австралії опалів. Видобуток опалів здійснюється високо механізованими методами як відкритим, так і підземним способами розробки.

2.8. Бурштин та бурштиноподібні викопні смоли

Бурштин – scam'яніла викопна смола. Формула бурштину – $C_{10}H_{16}O+(H_2S)$. Камінь має колір від світло-жовтого до брунатного, червоний, майже безбарвний, молочно-білий, зеленкуватий. Колір риси білий, твердість за шкалою Мооса 2,0 – 2,5, спайність відсутня. Бурштин буває від прозорого до непрозорого, має смоляний блиск та раковистий злам. Класифікацію викопних смол наведено на рис. 2.25.



Рис. 2.25. Класифікація викопних смол

Вважається, що сукциніти – відміни викопних смол, що містять бурштинову кислоту – утворилися зі смоли певного виду сосен, який ріс на території Європи у пізньокрейдовий-палеогеновий час. Цей вид, про особливості якого наразі відомо дуже мало, отримав у науці назву *Pinus Succinifera*. Багато видів викопних смол не містять бурштинової кислоти,

утворилися в інший час та навіть походять зі смоли інших рослин, включаючи представників сімейства бобових, як наприклад бурштиноподібні смоли Карибського басейну. Але на ринку всі зазначені відміни мають назву бурштин із додаванням до назви місця походження. Лише копаліти з Африки та Океанії найчастіше іменуються копалами через значні відмінності у властивостях від класичного бурштину.

Генетичні типи родовищ бурштину поділяються на біогенно-осадові у викопних ґрунтах «бурштинових лісів», а також прибережно-морські та озерні розсипи.

Балтійський бурштин відноситься до сукцинітів і вважається найякіснішим у світі. У прибережно-морській зоні балтійського моря, особливо у південно-східній його частині, поширені бурштинвмісні палеогенові відклади так званої «голубої землі», представленої глауконіт-кварцовими глинистими пісками та алевритами сірувато-зеленого кольору. «Голуба земля» відноситься до дельтової фації неглибокого морського басейну. Вміст бурштину в ній складає 0,6 – 2 кг/м³, найбільше – в середині пласту. Розмір зерен бурштину складає від 1 мм до 30 см. Розробляється на Приморському (Пальмнікенському) родовищі у Калінінградській області Росії.

Видобуток бурштину ведеться наступним чином. Струмінь води нагнітається під високим напором, розмиває пухкі відклади (рис. 2.26). Суміш рідини і землі відкачується і після очищення потрапляє в море. Далі водою насичуються вже бурштинвмісні глинисті піски. Коли вони досягають стану пульпи, при посередництві земленасосної установки субстанція по трубопроводу доставляється на фабрику. Там суміш збагачується, проходячи спочатку крізь ґрати з великими вічками, а далі – крізь дрібні сита. Ті самоцвіти, що на них залишилися, очищають, миють і сушать. Далі їх пускають на грохота – систему вібруючих фільтрів, які розділяють дорогоцінні камені за розмірами.

Згідно з приблизними оцінками, в даних покладах зосереджено 70 – 90 % світового бурштину. У 1 м³ материнської породи міститься від 0,6 до 2 кг каменю, і майже стільки ж на морському шельфі, який прилягає до цієї ділянки. Навіть незважаючи на те, що один з кар'єрів законсервований, щорічно видобувається до 350 т.

На узбережжі Балтійського моря поблизу м. Гданськ (Польща) бурштин залягає у четвертинних голоценових пісках, що містять прошарки торфу. Потужність пласту піска – 8 м. Пісок залягає на глинах та перекривається сучасними дюнними пісками. Бурштин утворює лінзоподібні скупчення з концентрацією 0,9 – 2,6 кг/м³. Розсип утворився в результаті розмиву палеогенових бурштинвмісних відкладів.

Промислова розробка балтійського бурштину на території Польщі проводиться у м. Гданськ, ще знаходиться родовище Пшерубка. Бурштин видобувається відкритим способом з голоценових відкладів. З 2012 р. застосовується так званий мокрий метод розробки, при якому бурштинвмісні піщані відклади піднімаються з дна водоймища та транспортуються за

допомогою конвеєрів на сита, де бурштин відділяється від піску та глини. Запаси бурштину на родовищі Пшерубка складають понад 16,5 т.



Рис. 2.26. Видобуток бурштину за допомогою гідромоніторів на кар'єрі Пальмнікенського родовища, Росія
(<https://kaliningrad.rbc.ru/kaliningrad/freenews/5a1025499a7947fc82879fad>)

Поліський бурштин. Найбільше родовище бурштину в Україні знаходиться поблизу сел. Клесове Рівненської обл. Бурштин залягає у дрібно- і середньозернистих глауконітових пісках харківської серії раннього олігоцену, що мають потужність 0,3 – 10 м. Піски залягають на корі вивітрювання докембрійських гранітоїдів. Скупчення бурштину тяжіють до нижньої частини пласту. Потужність продуктивного горизонту складає до 2 м. Бурштин червоний, медово-жовтий, восково-білий. Шматки напівобкатані, розміром 3 – 10 см. Як і балтійський бурштин, поліський відноситься до сукцинитів.

До 1990-х рр. розробки бурштину в Україні велися несистематично і кустарно, вийшовши на державний рівень тільки в 1993 р. Важлива властивість тутешнього родовища – неглибоке залягання (в середньому дорогоцінні камені знаходяться на глибині 3 – 10 м від поверхні, а іноді одразу під шаром дерну). Видобування бурштину практично не вимагає зусиль – для цього достатньо спрямованого струменя води, що розмиває м'який ґрунт. На жаль, подібна доступність спокушає нелегальних старателів (рис. 2.27): на чорному ринку продають 120 – 300 т бурштину щороку, тоді як офіційний обсяг видобутку – 3 – 5 т. Це не тільки завдає Україні величезних збитків, а й уже призвело до екологічної катастрофи – руйнування природних біоценозів і ландшафтів.



Рис. 2.27. Браконьєрський видобуток бурштину на Поліссі, Україна (<https://www.bbc.com/ukrainian/features-38990624>)

Сицилійський бурштин. На о. Сицилія (Італія) зустрічаються первинні родовища бурштиноподібного симетиту (назва від р. Симето). Симетит за властивостями, зокрема механічними та розчинністю у органічних розчинниках, є близьким до балтійського бурштину, але у ньому практично відсутня бурштинова кислота. Також для симетиту характерною є інтенсивна синя флюоресценція. Родовища симетиту розташовуються на південних схилах Північного хребта о. Сицилія поблизу населених пунктів Леонфорте, Сан-Філіппо, Де-Агере та ін. Скупчення симетиту містяться в брунатно-сірих слабозцементованих пісковицях палеогену, що містять вуглисту речовину та прошарки лігніту. Бурштинвмісні відклади розмиваються річками Симето, Сальсо та ін., що переносять симетит до південного та східного узбережжя острова. Бурштин збирають з розсипів у пляжній зоні поблизу гирлових частин річок. Забарвлення симетиту світло-жовте, червоне, сіре та майже чорне. У порівнянні з іншими бурштиноподібними смолами він містить підвищену кількість сірки.

Румунський бурштин має власну назву на честь країни походження – *руменіт*. Це викопна смола, що зазнала дії процесів катагенезу. Порода ущільнена, має темно-оранжевий, вишнево-червоний і зеленкувато-чорний колір. Головні родовища знаходяться в Румунії у повіті Бузеу, а також в інших регіонах.

Канадський бурштин, що має назву *чемавиніт*, відноситься до родини ретиніту. Він зустрічається в алювіальних відкладах басейну р. Саскачеван. Промислові скупчення знаходяться у провінції Манітоба в районі оз. Цедар-Лейк. Бурштин міститься у нижньочетвертинних глинисто-вапнистих пісках та

гравії. Колір викопної смоли блідий медово-жовтий, жовтий, коричневий. Багато зразків прозорі, часто зустрічаються включення комах. Корінними джерелами розсіпів є відклади бурого вугілля району.

Родовища бурштину США. Найбільші родовища викопних смол США знаходяться у шт. Нью-Джерсі. Бурштин пов'язаний з відкладами теригенної глауконітової формації, вірогідно, крейдової системи, проявленої уздовж Атлантичного узбережжя. Поблизу м. Хрісонвіль та м. Севел бурштин зустрічається у формі скупчень в пластах вапнистих пісковиків та мергелеподібних глин з глауконітом. Викопні смоли з Нью-Джерсі нагадують балтійський сукциніт. Корінні скупчення бурштину відомі у шт. Нью-Джерсі на південний схід від м. Трентон у вугільних пластах.

Родовища Мексики. Мексиканський бурштин (рис. 2.28) є близьким за властивостями до сицилійського симетиту. Основні родовища знаходяться в басейні р. Хунтанак у районі Симоджовель (шт. Чьяпас), а також на півострові Юкатан, поширюючись також на територію Гватемали. Викопні смоли залягають у вапнистих пісковиках і глинистих сланцях пізнього олігоцену – прибережній фації олігоценового моря. Колір мексиканського бурштину жовтий, рідше – від оранжевого до червоного. Джерелом бурштиноутворюючої смоли були не сосни, а бобові рослини роду *Hymenaea courbaril*.



Рис. 2.28. Мексиканський бурштин. Виставка AmberIF-2019. Гданськ, Польща

Домініканський бурштин. Родовища викопних смол о. Гаїті вважаються найкращими у Північній Америці. Вони розробляються у провінції Сантьяго в

Домініканській республіці. Родовища знаходяться у верхів'ях р. Ліцей та в долині Вега-Реал на відстані 35 – 40 км південніше Атлантичного узбережжя. В даному районі відслонюються міоценові пісковики, сланці та конгломерати з кварцовою та яшмовою галькою. Найбільші скупчення бурштиноподібної смоли спостерігалися на родовищі Арко на північ від м. Сантьяго у високогірній частині хр. Монте-Крісті серед кварцових пісковиків, що містять лінзи лігнітів та уламки скам'янілої деревини. Колір домініканського бурштину жовтий до червоного та червоно-бурого, зустрічається бурштин з зеленкуватим та голубим відтінком. Домініканський бурштин відноситься до симетитів.

Бірманський бурштин. Бурштин, що видобувається у М'янмі, має назву «бірміт» на честь старої назви країни. Він відноситься до бурштиноподібних викопних смол. Бурштин зустрічається у верхній течії рр. Чиндвін та Іраваді. Головні бурштинові площі знаходяться у Верхній Бірмі на пагорбах Маїнгаун в долині р. Хугонг. Бурштин залягає у шаруватих світло-голубих та сірих пісковиках та синіх сланцях еоцену, подекуди збагачених вуглистою речовиною. Бурштинвмісні відклади залягають на пісковиках і конгломератах серії Іраваді та перекриті шаром щільних морських глин потужністю до 180 м. Видобуток здійснюється у невеликих підземних виробках. Бірміт зазвичай непрозорий та має чотири різновиди: полум'яно-червоний, світло-червоний (хорсхоф), медово-жовтий (сейсаум) і світло-коричневий. Тріщини іноді заповнені кальцитом, трапляються включення листя, решток деревини і комах. Розмір окремих зразків сягає 30 см.

Вік бурштину з М'янми спочатку був визначений у бл. 50 млн років (еоцен), але проведене у 2012 р. радіометричне датування бірманського бурштину уран-свинцевим методом показало його вік рівним $98,79 \pm 0,62$ мільйонів років (крейдяний період, ранній сеноман), що близько до межі з альбским ярусом.

Австралійський бурштин. З 2003 р. бурштин видобувається з пляжних відкладів на березі Коралового моря на мисі Кейп-Йорк. Колір каменю від ясно-жовтого до коричневого і червоного. За інклюзіями комах бурштин датується олігоценом. Джерела розсіпів не виявлені. Було виявлено зразки як бурштину, так і копалу.

Найдавніший бурштин датується періодом верхнього карбону (приблизно 320 млн років тому). В результаті порівняльного аналізу віку різних видів бурштину були отримані наступні дані (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Вік різних видів бурштину

Регіон, країна	Вік, млн років
Перу	12-15
Ефіопія	16-23
Домініканський (Домініканська Республіка)	15-40
Мексиканський (Чьяпас)	22-26

Балтійський	близько 40
Nat Creek (Британська Колумбія, Канада)	50-55
Канадський (Альберта, Манітоба)	70-80
Нью-Джерсійський (США)	65-95
Бірманський (М'янма)	97-105
Таймирський (Сибір, Росія)	78-115
Іспанський (Алава, San Just)	100
Французький (пров. Приморська Шаранта)	100
Ліванський (Ліван)	130

2.9. Турмалін

Турмалін є мінералом класу силікатів, що має велику кількість коштовних різновидів. Він утворює призматичні видовжені кристали, має невиразну спайність. Прозорість мінералу – від непрозорого до прозорого, блиск скляний. Злам нерівний, дрібнораковистий.

Основними різновидами турмаліну є:

Шерл – $\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{VO}_3)_3(\text{OH})_3\text{OH}$.

Відміни: шерли від буро-чорного до чорного кольору.

Дравіт – $\text{NaMg}_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{VO}_3)_3(\text{OH})_3\text{OH}$.

Відміни: дравіти від жовтого до буро-чорного кольору.

Ельбаїт – $\text{Na}(\text{Li}_{1,5}, \text{Al}_{1,5})\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{VO}_3)_3(\text{OH})_3\text{OH}$.

Відміни ельбаїту:

- Рубеліт – червоний або рожево-червоний;
- Індиголіт – від світло-синього до синьо-зеленого;
- Параїба – блакитно-зелений, зеленувато-блакитний; колір зумовлений домішками Cu ;
- Верделіт – зелений;
- Ахроїт – безбарвний.

Увіт – $\text{CaMg}_3(\text{MgAl}_5)\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{VO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$.

Відміни: увіти коричневі, зелені, іноді безбарвні.

Генетичні класи родовищ турмаліну поділяються на пегматитовий, метаморфогенний, пневматоліто-гідротермальний і розсипний.

Пегматитовий клас родовищ представлений трьома генетичними типами. До першого належать родовища у міаролових мікроклінових пегматитах, слабо заміщених клевландитом і лепідолітом. Турмаліни знаходять у порожнинах роздувів та в апікальних частинах жил об'ємом 1 – 2 м². Характерними для даного типу родовищ є рубеліт, верделіт і поліхромні відміни. Подібні родовища поширені у Росії (Забайкалля), США (шт. Мен) (рис. 2.29) та на сході Бразилії.



Рис. 2.29. Кристали турмаліну у вмісній породі. Пегматитовий кар'єр Хеві-Бері, шт. Мен, США (<http://haveymine.blogspot.com/2011/06/>)

До другого типу належать родовища у міаролових мікроклін-альбітових пегматитах, інтенсивно заміщених клевландитом і лепідолітом. Мінералізація відбувається у порожнинах в центральній частині або у висячому боці пегматитового тіла. Об'єм порожнин від 0,5 до 10 м³. Характерні відміни турмаліну – індиголіт, верделіт та поліхромні різновиди. Зустрічаються у США (копальні Пала, Хімалей та ін. у шт. Каліфорнія і Мен), на Мадагаскарі, у Бразилії та Росії (Східний Сибір).

Також до пегматитового класу належать безпорожнинні мікроклін-альбітові літєві пегматити, заміщені клевландитом і лепідолітом. Турмалін знаходиться у гніздоподібних скупченнях та у зонах інтенсивного альбіт-лепідолітового заміщення. Характерними відмінами турмаліну є верделіт різних відтінків, рубеліт, індиголіт і поліхромні різновиди. Кристали мають невеликий розмір. Найбільші родовища: Алту-Лігонья (Мозамбик), Липівське (Росія), Ньюрі (шт. Мен, США).

Пневматоліто-гідротермальний клас родовищ. Родовища даного класу містяться у жильних плагіоклазитах, що січуть магnezійні мармури. Жили оточені

магнезіальними метасоматичними контактними актинолітовими і флогопітовими зонами. Турмалін утворює вкраплення у плагіоклазових ядрах тіл та у їх оторочках. Для даного класу родовищ характерними є кристали дравіту. Пневматоліто-гідротермальні родовища поширені у Шрі-Ланці, в районі Могоку (М'янма), на Памірі і є джерелом розсипних родовищ.

Метаморфогенний клас родовищ. Родовища даного класу зустрічаються у кристалічних (кварц-слюдистих) сланцях, що містять вкраплення дравіту і рідкісного увіту. Дравіт має медово-жовтий, зелений, червоний і поліхромний колір. Розмір кристалів складає до 10 см. Родовища поширені в Кенії та є джерелом елювіальних розсипів.

Розсипний клас родовищ. Турмаліни часто залягають у елювіальних, делювіально-алювіальних та алювіальних розсипах – корах вивітрювання пегматитів, похованих делювіальних відкладах, терасових та долинних розсипах. Розсипні родовища турмаліну розробляються у Мозамбіку (Алту-Лігонья), на Мадагаскарі, у Шрі-Ланці, М'янмі та Бразилії.

Найбільший у світі червоний турмалін («Таруго») був видобутий у Бразилії, його вага 67 кг, довжина 86 сантиметрів. Зразки шерлу сягають розмірів понад 1 м.

2.10. Хризоліт

Хризоліт (перидот) – різновид олівіну ряду форстерит-фаяліт, що має золотисто-зелений колір різних відтінків (рис. 2.30). Формула мінералу – $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. Твердість 6,5 – 7 за шкалою Мооса. Блиск скляний, спайність середня в одному напрямку, злам раковистий, нерівний, густина 3,2 – 4,3 г/см³. Колір хризоліту обумовлюється власним хімічним складом, а не ізоморфними домішками, як у більшості ювелірних каменів. Камінь буває лише зеленим із незначними варіаціями від жовтувато-зеленого до коричнювато-зеленого.

Найдавнішим місцем видобування хризоліту є острів Зебергет у Червоному Морі. Сьогодні найважливіші родовища знаходяться у Пакистані (Кашмір, Пакистансько-Афганський кордон) та Китаї. Каміння високої якості видобувається у М'янмі та В'єтнамі. Менші за значенням родовища знаходяться у Австралії (Квінсленд), Бразилії (Мінас-Жерайс), Кенії, Мексиці, Норвегії (на північ від Бергена), Південній Африці, Росії, Шрі-Ланці, Танзанії та США (Аризона, Гаваї).

Генетичні класи родовищ хризоліту поділяються на магматичний (у кімберлітах і базальтах), пневматоліто-гідротермальний (у гіпербазитах й ультраосновних лужних інтрузивах), розсипний.

Магматичний клас родовищ представлений кімберлітами й олівіновими базальтами.

Хризоліт є породоутворюючим мінералом кімберлітових трубок і може розроблятися разом з алмазами. Хризоліт зустрічається у несерпентинізованих кімберлітах в Росії (Якутія), ПАР, Танзанії та Анголі. Кристали мають розмір від 2 до 15 мм.



Рис. 2.30. Хризоліт з острова Зебергет, Єгипет. Фото: Рім Рошді

У базальтах хризоліти зустрічаються у формі порфірових вкраплень. Вони часто утворюють скупчення з крупними кристалами розміром до 4 – 6 мм у центрі. Родовища приурочені до базальтових покривів і жерлових частин. Основні родовища знаходяться у США в штатах Аризона і Нью-Мексико (Сан-Карлос, Буел-Парк, Кілбоурн-Хоул) (рис. 2.31) та в Китаї.

Одними з найперспективніших магматичних родовищ хризоліту є родовища Китаю. Перше родовище хризоліту в Китаї було знайдене у 1979 р. В провінції Хебей поблизу м. Дампін, 150 км на північний захід від Пекіну. Назва родовища Чжанзіакоу-Хуанхуа (Zhangjiakou-Xuanghua). Хризоліт приурочений до лужних базальтів міоценової системи. За гемологічними характеристиками хризоліт провінції Хебей ідентичний відомим аризонським хризолітам родовища Сан-Карлос.

Пневмоліто-гідротермальний клас родовищ приурочений до масивів гіпербазитів та ультраосновних інтрузивів.

До гіпербазитових належать родовища хризоліту, що знаходяться у масивах ультраосновних порід, складених переважно серпентинізованими дунітами і гарцбургітами. Камінь знаходиться у анортитових і хризолітових жилах й лінзах, що січуть вмісні породи. До зазначеного типу належить найдавніше родовище хризоліту на о. Зебергет у Єгипті. Родовища даного типу існують у М'янмі, Пакистані, а також у Росії в Саянах.



Рис. 2.31. Ручна розробка хризолітів з вивітрілої базальтової породи на родовищі Сан-Карлос (Аризона, США)
(<https://www.gia.edu/doc/San-Carlos-Peridot.pdf>)

Родовища у масивах ультраосновних інтрузивів належать до ультраосновних лужних інтрузивів центрального типу. Вмісними породами слугують дуніти й олівініти. Хризолітвмісними породами є кліногуміт-серпофіт-олівінові жили значної потужності. Мінерал утворює зернисті скупчення завтовшки до 1 м. Розмір зерен складає 2 – 15 мм. Родовища існують у М'янмі, а також в Росії у Красноярському краї та на Північному Уралі.

Розсипні родовища належать до елювіальних та елювіально-делювіальних типів. Вони представлені зруйнованими корінними хризолітвмісними тілами гірських порід, а також делювіальними шлейфами потужністю до 4 м. Родовища хризолітів проявлені в корі вивітрювання всіх типів корінних родовищ.

2.11. Інше кольорове каміння (танзаніт (цоїзит), шпінель, циркон, сподумен)

Танзаніт належить до острівних силікатів. Хімічна формула мінералу – $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$. Це фіолетова відміна цоїзиту – мінералу групи епідоту.

Даний різновид було виявлено на пагорбах Мерелані у північній Танзанії в 1967 р. біля м. Аруша португальським геологом Мануелем де Соузою.

Назву мінералу дав Генрі Платт з «Tiffany&Co», очевидно за країною його походження. Танзаніт має сильний трихроїзм, що представляє по черзі синю, фіолетову і сірувато-зелену кристалічну орієнтацію.

Природний танзаніт має синій (рис. 2.32), рожево-червоний і жовто-коричневий кольори, останні відміни після термічної обробки теж стають синьо-фіолетового кольору і використовуються в ювелірній справі. У каменів гарної якості колір ультрамариново- або сапфірово-синій. При електричному світлі набуває аметистового-фіолетового відтінку. При нагріванні до 400—500 °С коричневі і жовті відтінки зникають і синій колір каменю поглиблюється.

Більшість кристалів піддаються штучній термообробці з метою покращення кольорових характеристик. Це у свою чергу значно послаблює його трихроїзм.



Рис. 2.32. Кристали танзаніту. Колекція TanzaniteOne, родовище Мерелані-Хілл, Танзанія (<https://www.gem-center.ru/tanzanite-article.htm>)

Єдине у світі унікальне родовище в Танзанії представлене жилами і тріщинами з нарослими кристалами в гнейсах. Запаси родовища складають 63 – 83 млн карат. Вміст у породі досягає 77 карат/тонну. Також на цьому родовищі видобувають рожевий різновид цоїзиту – туліт. Родовище являє собою довгу вузьку область, розділену на чотири блоки, що нумеруються за літерами латинського алфавіту від «А» до «D». 60 % видобутку й 1/3 родовища належить Компанії «TanzaniteOne», яка володіє ліцензією на розробку найбільшої ділянки блоку С. Розвідка середнього масштабу здійснюється компанією Kilimanjaro Mining в блоці А і компанією Tanzanite Africa в блоці D. Сусідні з Компанією блоки В і D в основному експлуатуються тисячами кустарних шахтарів, які використовують немеханізовані методи, що не дозволяють їм вести розробку так само глибоко або ефективно, як TanzaniteOne в блоці С (рис. 2.33).

Найбільший знайдений кристал танзаніту важив 9,2 кг (знайдений в червні 2020 року). Камінь «Мавензі» вагою 3.3 кг був названий ім'ям другого за висотою піка Кіліманджаро.

Шпінель – мінерал класу оксидів, формула $MgAl_2O_4$. Має домішки Ti, Fe, Zn, Mn, Ca. Колір безбарвний, червоний, рожевий, блакитний, зелений, фіолетовий, жовтий, блиск скляний. Твердість за шкалою Мооса – 8. Спайність недосконала, злам раковистий. Густина 3,57 – 3,72 г/см³.

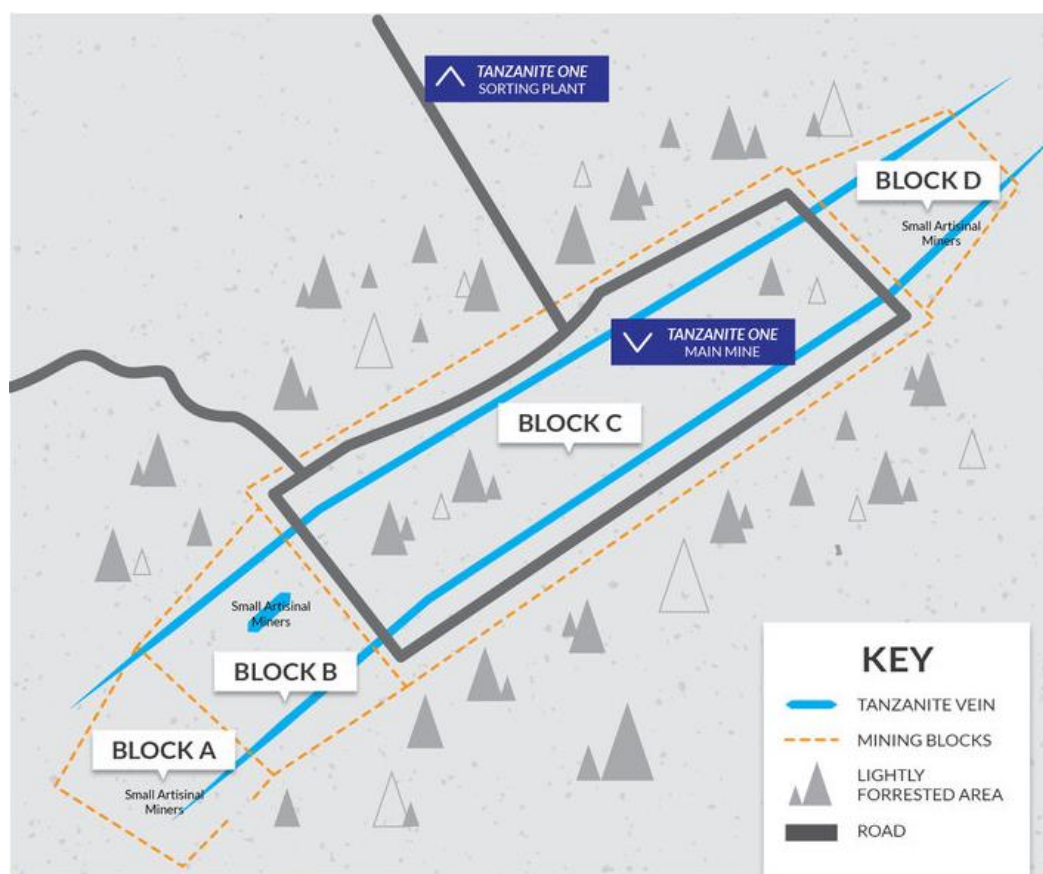


Рис. 2.33. Сектори видобутку танзаніту. (За матеріалами офіційного сайту: <https://www.tanzaniteone.com/tanzanite-mining>)

Основні родовища шпінелі пов'язані з магnezійними скарнами, що утворилися в результаті метасоматичних процесів на контактi магnezитових мармурів з гнейсами та іншими алюмосилікатними породами. Часто шпінель зустрічається разом з рубіном. Може видобуватися як з корінної породи, так і служити джерелом розсіпів. Також, шпінель зустрічається у кристалічних сланцях, гнейсах, роговиках, доломітових і магnezіальних мармурах, пегматитах, метасоматитах різного складу.

Основні родовища шпінелі пов'язані з магnezійними скарнами, що утворилися в результаті метасоматичних процесів на контактi магnezитових мармурів з гнейсами та іншими алюмосилікатними породами. Часто шпінель зустрічається разом з рубіном. Може видобуватися як з корінної породи, так і з розсіпів.

Також шпінель зустрічається у кристалічних сланцях, гнейсах, роговиках, доломітових і магnezійних мармурах (рис. 2.34), пегматитах, метасоматитах різного складу.



Рис. 2.34. Ручна розробка шпінеленосного мармуру, Танзанія
(<https://www.ruby-sapphire.com/articles/798-tanzania-ruby-sapphire-spinel>)

Шпінель видобувається з полімінеральних розсипів Шрі-Ланки а також карбонатних порід Бадахшану (Афганістан, Таджикистан) і Могоку (М'янма). Останнім часом перспективні родовища було знайдено у мармурах Лук-Єн (В'єтнам), Махенге і Матомбо (Танзанія), Тсаво (Кенія), а також у розсипах Тундуру (Танзанія) та Ілакака (Мадагаскар).

У давнину через близьку твердість рубін і шпінель не розрізняли. Лише з розвитком мінералогії було встановлено, що значна кількість червоних каменів, що прикрашають національні корони різних держав, є саме шпінелями, включаючи корону Британської імперії.

Циркон – мінерал класу силікатів, формула – $ZrSiO_4$. Містить домішки La, Ce, Pr, Nd, Sm, Y, Nb, Ta, Th, U. Колір коричневий, червонувато-коричневий, безбарвний, сірий, зелений, блиск алмазний. Твердість 7,5 за шкалою Мооса. Спайність недосконала, злам раковистий. Густина 4,6 – 4,7 г/см³.

Циркон є акцесорним мінералом лужних магматичних порід і пегматитів. Утворення цирконів ювелірної якості пов'язане з кімберлітами, сапфіроносними лужними базальтами, сієнітовими і міаскітовими пегматитами. Головна частка видобутку цирконів належить розсипним родовищам Індокитаю (Камбоджа, Таїланд, В'єтнам) та Шрі-Ланки.

Сподумен – мінерал групи піроксенів, формула $LiAl(SiO_3)_2$. Колір білий, безбарвний, сірий, рожевий, бузковий, фіолетовий, жовтий і зелений, може бути

двоколірний, блиск скляний. Твердість за шкалою Мооса – 6,5 – 7. Спайність досконала, злам нерівний. Густина – 3,03–3,23 г/см³.

Коштовними різновидами сподумену є кунцит (бузковий), гіденіт (зелений) і трифан (безбарвний).

Сподумен є типовим мінералом літєвих пегматитів. Утворюється на останній стадії пневматоліто-гідротермального процесу після заміщення пегматиту клевеландитом і лепідолітом. Крупні родовища пов'язані з міароловими (камерними) мікроклін-альбітовими пегматитами.

Найбільші родовища сподумену відомі у США (Каліфорнія, Північна Кароліна, Мен), Бразилії (Мінас-Жерайс), на Мадагаскарі, в Афганістані, Китаї, М'янмі. Найбільше родовище кунциту, яке вже відпрацьоване – Пала-Чіф (США, Каліфорнія).

Контрольні питання до розділу 2

1. Назвіть основні типи корінних родовищ алмазів.
2. Поясніть спосіб утворення скарнових родовищ. Назвіть основні регіони їх поширення у світі?
3. Що означає телетермальне родовища, для якого ювелірного каменю вони характерні? Наведіть приклади родовищ.
4. Назвіть основні регіони поширення родовищ олександриту.
5. Наведіть основні види дорогоцінного і напівдорогоцінного каміння, які видобувають у камерних пегматитах.
6. Назвіть коштовні різновиди гранатів та основні країни, де їх видобувають.
7. До яких двох класів належать промислові ендегенні родовища аметисту.
8. Назвіть коштовні різновиди кварцу та умови їх кристалізації.
9. Який коштовний камінь групи кремнезему за структурою є мінералоїдом?
10. У якій країні благородні опали видобуваються площадних кір вивітрювання осадових порід.
11. Чим відрізняються бурштин і бурштиноподібні смоли від викопних смол родин ретиніту і копаліту?
12. Назвіть коштовний різновид олівіну ряду форстерит-фаяліт.
13. До якого мінерального виду належить танзаніт і де відбувається його розробка?
14. Разом з яким коштовним каменем у корінних родовищах часто зустрічається шпінель? Поясніть, з чим це пов'язано.
15. Назвіть основні види коштовного каміння, що видобуваються у алювіальних розсипах. З якими фізичними властивостями пов'язане поширення каміння у розсипних алювіальних родовищах?
16. Назвіть коштовні різновиди сподумену. З родовищами якого металу вони асоційовані?

Розділ 3. РОДОВИЩА ВИРОБНОГО І ДЕКОРАТИВНОГО КАМІННЯ

Розділ присвячено родовищам виробного каміння, що відноситься до напівдорогоцінного, а також декоративного. В результаті вивчення навчального матеріалу студент повинен вміти характеризувати умови утворення різних видів природного каміння та геологічні процеси, завдяки яким виникли певні генетичні класи родовищ. Знати, які класи родовищ характерні для певних видів кам'яної сировини, а також їх поширеність. На прикладі найбільш відомих та продуктивних родовищ природного каміння наводити приклади різних генетичних класів родовищ.

3.1. Хризопраз

Хризопраз – кремениста порода, що складається з халцедону, кварцу та опалу і містить домішок нікелю, що надає їй зеленого кольору. Хризопраз утворюється в корах вивітрювання нікеленосних ультрабазитів. Більшість родовищ пов'язана з вохристими корама вивітрювання серпентинітів. Менше зустрічаються у нонтронітових корах вивітрювання серпентинітів.

Халцедон, з якого складається хризопраз є прихованокристалічною тонковолокнистою відміною кварцу. Формула халцедону, як і кварцу, SiO_2 . Колір чистого халцедону без домішок – сірий, синюватий, жовтуватий. Агрегати халцедону офарбовуються за рахунок домішок. Твердість 6,5 – 7 за шкалою Мооса. Блиск восковий, матовий. Спайність у халцедону відсутня, характерною особливістю халцедонових агрегатів є злам – раковистий, нерівний, шкаралупуватий. Густина мінералу – 2,58 – 2,64 г/см³. Халцедон є породотвірним мінералом не лише хризопразу, а й агатів, сердоліків, яшм та кременя, маючи при цьому різний генезис.

Родовища хризопразу поширені у Австралії – шт. Квінсленд (Марлборо-Крік), шт. Західна Австралія (Варраванда, Єрилла); Танзанії (Ганеті), США –шт. Орегон та Каліфорнія; Бразилії – шт. Гояс (Нікеландія); Японії – о. Хонсю (префектура Ніїгата); Казахстані (Сарикул-Болди), Польщі – Нижня Силезія (Шкляри); Росії – Південний Урал.

Родовища хризопразу приурочені до кір вивітрювання ультраосновних порід, а саме серпентинітів, що утворюються при їх метаморфізмі. Типовий розріз кори вивітрювання серпентинітів наведено на рис. 3.1.

Найбільшим у Європі родовищем хризопразу є Шкляри у Польщі. Родовище знаходиться у Східних Судетах. До 1993 р. воно розроблялося на нікель та природно леговану залізну руду. Хризопрази разом з опалами залягають у корі вивітрювання серпентинітів. Останні утворилися в результаті контактового метаморфізму ранньодевонських дунітів і перидотитів під впливом лужних діоритів, пегматитів й аплітів. Кора вивітрювання має вохристо-кременистий профіль. Найбільш поширені вохристо-кременисті породи червоного кольору, що містять прожилки, виконані кремнеземом, та коверни, заповнені гідроксидами

заліза. Руди нікелю представлені пімелітом і шухардитом. Хризопраз родовища Шкляри поділяється на халцедон-опаловий (істотно опаловий) та опал-халцедоновий (істотно халцедоновий). Більш якісним вважається істотно опаловий. Колір трав'яний, яблучно-зелений та смарагдово-зелений.

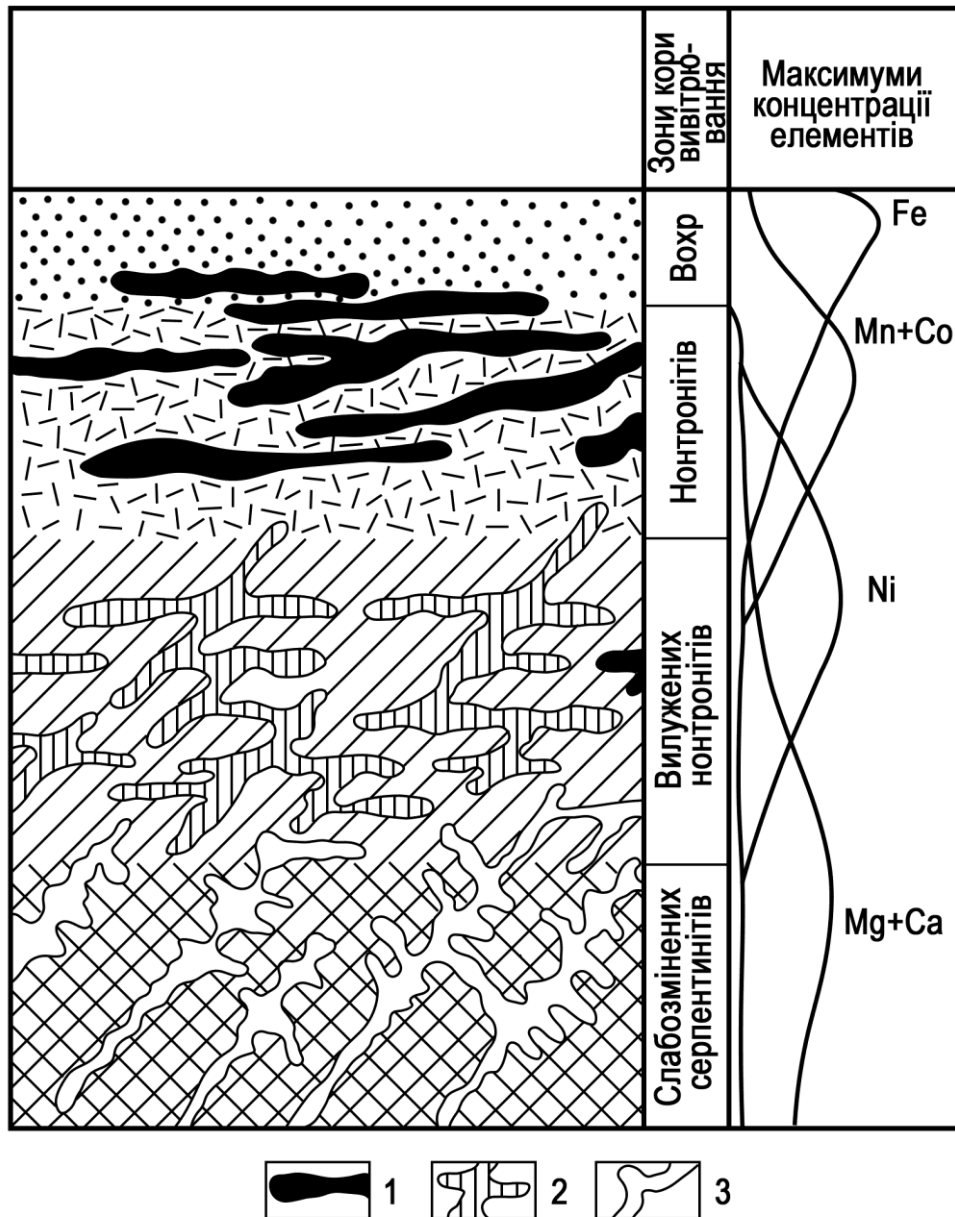


Рис. 3.1. Типовий розріз кори вивітрювання серпентинітів (за В.І. Смірновим):

1 – гідроксиди марганцю із сорбованим кобальтом; 2 – гідроксиди нікелю; 3 – карбонати магнію і кальцію

Найбільшим постачальником хризопразів у світі є Австралія. В районі Марлборо (Квінсленд) економічні концентрації хризопразу залягають у породах латеритового плато Саут-Слоупвей. Хризопраз присутній у формі жил завтовшки 5 – 50 см в реолітах по серпентинітах блоку Марлборо складчастого поясу Північної Нової Англії (рис 3.2).



Рис. 3.2. Хризопраз у вивітрілих ультрабазитах, Австралія
(<https://www.aradon.com.au/chrysoprase-2/>)

На початку нинішнього століття великі родовища хризопразу почали розроблятися в Танзанії. Видобуток хризопразу з кори вивітрювання архейських серпентинітів проводиться на родовищі Ганеті. Хризопразово-празопалові жили залягають у вивітрілих ультрабазитах.

Найбільше родовище у Центральній Азії – Сарикул-Болди – знаходиться у Карагандинській області Казахстану. Хризопраз зустрічається у формі жил в мезозойській корі вивітрювання аподунітових серпентинітів нижньопалеозойського віку. Промислові скупчення хризопразу знаходяться у найвищій – силіцифікованій – зоні розрізу кори вивітрювання. Прожилки мають довжину 0,2 – 5 м та потужність 0,5 – 20 см.

3.2. Самоцвіти групи агату

Agat – загальна назва для декоративних кременистих, переважно халцедонових, стяжін у мигдалинах і жеодах вулканічних порід основного та рідше кислого складу (рис. 3.3). Окрім халцедону вони можуть містити кварц,

опал, кварцин, цеоліт та інші мінерали. У вузькому значенні агат має синювате забарвлення. Жовто-оранжеві різновиди агату, забарвлені оксидами заліза, мають назву сердолік або карнеол. Сильно забарвлений сердолік, до коричневого кольору, має назву «сардер». Забарвлення гідроксидами відбувається зазвичай у процесі переносу агатів водними потоками, тому сердоліки є характерними для алювіальних родовищ. Агати утворюються в гідротермальних жеодах у вулканітах основного, середнього і кислого складу, проте видобуток їх переважно проводиться з розсіпів.

Вмісними породами для жеод агату слугують вулканіти і туфи переважно базальтового та андезитового складу, а іноді – кислі ріоліти і перліти. Поствулканічна агатова мінералізація відбувається за умов цеолітової фації метаморфізму. Халцедону передують мінерали групи цеоліту, а наприкінці гідротермального процесу кристалізується прозорий кварц або аметист.

У андезитах і базальтах необхідний для утворення агатів кремнезем потрапляє до порожнин завдяки лужним розчинам, що вилуговують його в результаті цеолітизації та аргілітизації вулканічного скла і плагіоклазів. У ріолітах кремнезем утворюється в результаті розкладання кременистої речовини. Вважається, що кремнезем переноситься переважно у колоїдальній формі. Механізм утворення смугастих текстур є досі дискусійним.

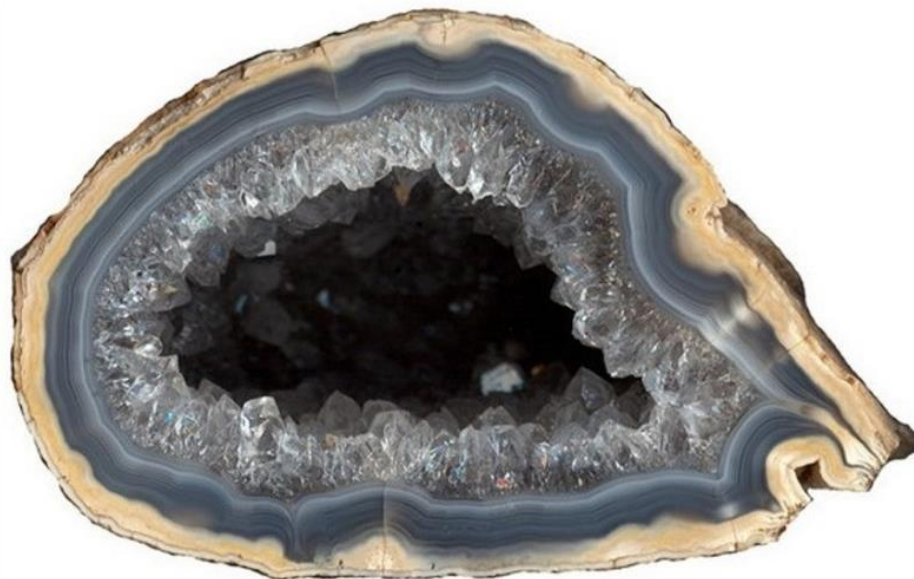


Рис. 3.3. Агат. Рафалівське родовище. Рівненська область, Україна

Найбільші в світі розсіпні (елювіальні та делювіальні) родовища знаходяться у Бразилії (рис. 3.4), Уругваї та Індії (Деканське нагір'я). З алювію агати видобувають у шт. Монтана (США) та у Сибіру (Росія). Корінні родовища, окрім вказаних вище країн, існують у Грузії, Вірменії, Азербайджані, Німеччині (Ідар-Оберштайн). В Україні прояви агату відомі на Волині, у Побужжі, на Закарпатті та у Криму.

Агати південного сходу Бразилії та Уругваю пов'язані з траповою формацією Серра-Жерал мезозойського віку. Агатоносна провінція має площу понад 4 млн км². Агати утворюють жеоди в базальтах, що сформували численні покриви та перешаровуються з верствами пісковуку.

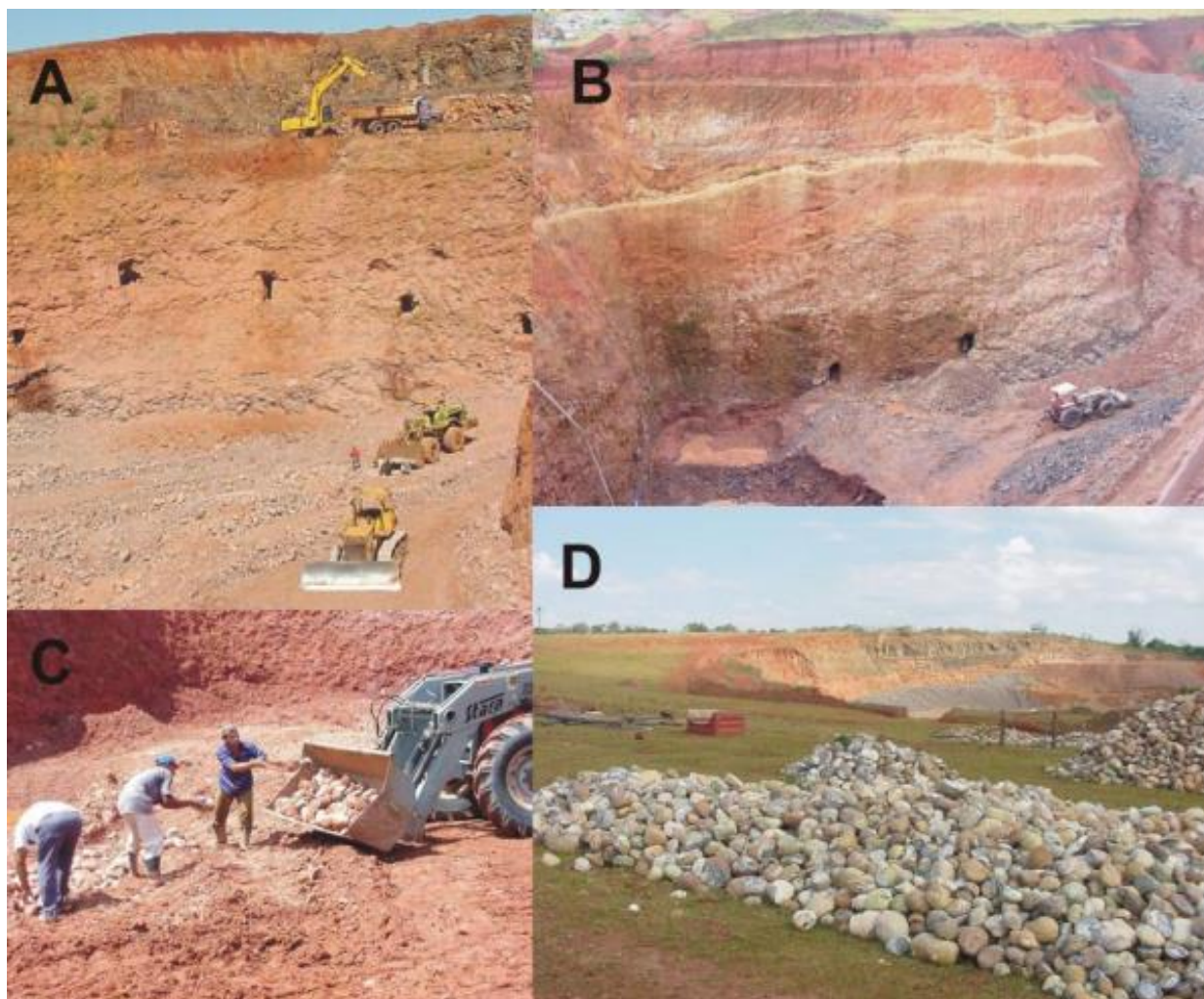


Рис. 3.4. Видобуток агатових мигдалин з кори вивітрювання основних порід, Бразилія (П.Л. Жухем, 2014)

Багаті родовища агатів відомі на Кавказі. На відомому Іджеванському родовищі у Вірменії агати залягають у формі мигдалин і жеод у дайках і неках порфіритів, що січуть туфи і туфопісковики крейдового віку.

Родовища агатів кислих вулканітів найбільше поширені у США і зосереджені у штаті Орегон, в округах Джеферсон, Васко і Крук. Вмісні породи представлені перлітами і склуватими ріолітами. Агати поширені у зонах, що зазнали впливу гідротермальних змін. Особливістю агатів кислих вулканітів є те, що вони разом з оточуючою їх вмісною породою утворюють жеоди яйцеподібної форми. Такі утворення мають назву “Thunder eggs” («громові яйця»). Вважалося, що вони утворюються при ударі блискавки у землю.

Родовища агатів і сердоліків Індії розташовані у штатах Гуджарат, Махараштра і Біхар. Тип родовищ переважно алювіальний та елювіальний.

Корінним джерелом каменів є трапові формації, зокрема найбільші лавові покриви плоскогір'я Декан. У штаті Гуджарат агат видобувають з кори вивітрювання агатоносних конгломератів. Алювіальні відклади мають як міоценовий, так і сучасний вік.

3.3. Декоративні яшми і кремень

Яшма є не стільки генетичним, скільки декоративним визначенням гірської породи. За різними класифікаціями до яшм відносять різноманітні дрібно- та прихованокристалічні непрозорі породи, забарвлені у червоні, зелені та ін. кольори (рис. 3.5).

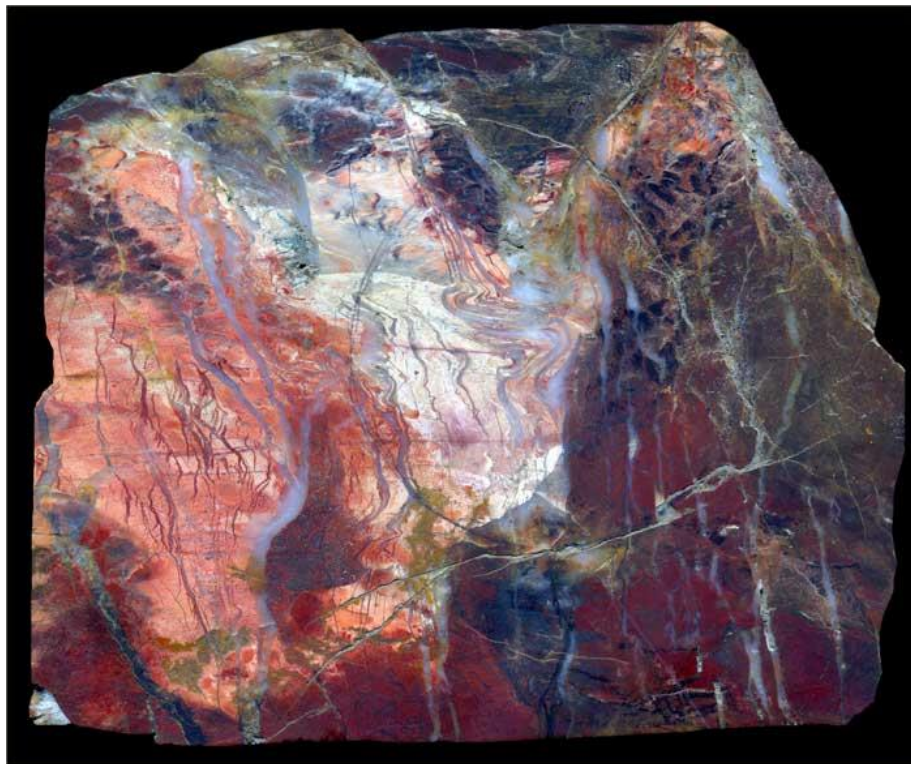


Рис. 3.5. Пейзажна яшма, родовище Гора Полковник. Південний Урал, Росія (<https://docplayer.ru/58503963-Mineralogiya-i-petrografiya.html>)

Яшми – породні або мінеральні формації, що переважно відносяться до метасоматичних продуктів, які виникли в результаті метасоматозу (або автометаморфізму) та рекристалізації первинних осадово-вулканогенних, ефузивних або інтрузивних порід в процесі діагенезу, регіонального, контактово-метасоматичного, поствулканічного гідротермального метаморфізму.

Яшмоїд – щільна сіра кременеподібна кремениста порода, яка складається з халцедону або криптокристалічного кварцу та сформувалася в результаті силіцифікації вапняка.

За мінеральним складом до яшм відносять істотно кварцові та халцедон кварцові породи, до яшмоїдів – істотно халцедонові та кварц-халцедонові, а до

яшмоподібних порід – істотно польовошпатові та кварц-польовошпатові породи.

Декоративні різновиди яшм:

- однорідні (включно з прожилками та включеннями);
- смугасті;
- порфірові (силіцифіковані вулканіти);
- строкаті (різнобарвні, плямисті);
- сфероїдальні (агатіві);
- брекчієві;
- пейзажні;

Генетичними класами родовищ яшм та подібних порід є магматичний, гідротермальний (поствулканічний), метаморфогенний та розсипний.

Магматичні родовища. Як яшми можуть розглядатися певні ефузивні породи кислого складу: фельзити, кварцові та фельзитові порфіри. Також властивості яшми мають траси – змінені пірокластичні породи (туфи і туфобрекчії ріолітів і дацитів).

Фельзит – загальна назва для кисла вулканічних світлих афанітових порід, що складаються з тонкозернистого агрегату кварцу і польового шпату, та мають ріолітовий або дацитовий хімічний склад.

Прикладами родовищ можуть слугувати Коргонське родовище «копійчастих яшм» (фельзитових порфірів) (Алтай, РФ) та Карадазьке родовище зелених трасів (АР Крим, Україна).

Метаморфогенні родовища. Яшми метаморфогенного походження утворюються в результаті регіонального і контактового метаморфізму пелітових та алевропелітових тонкошаруватих осадків (радіолярієвих мулів, глин, вулканічного попелу, туфітів та ін.) та супутніх процесів метасоматозу. Змінення порід відбувається за умов зеленосланцевої та альбіт-епідотової фацій.

Найвідоміші родовища яшм метаморфогенного походження знаходяться на Уралі, при цьому до них відносяться як родовища класичних яшм, так і яшмоподібних порід. До першого типу належить родовище Таш-Казган, де яшми утворюють лінзоподібні тіла у верстві силіцифікованих туфітів, що поділяють формації девонських діабазів та порфіритів (рис. 3.6). До родовищ яшмоподібних порід належить Калканське родовище (Башкортостан, РФ). Лінзи яшми залягають уздовж контакту серпентинітів та кременистих туфітів. Калканська яшма є альбітизованим хлоритизованим піроксен-плагіоклазовим туфом. Вона складається з альбіту, адуляру, реліктового піроксену, містить домішку хлориту, епідоту, преніту й актиноліту, кварцу порода не містить.

До контактово-метаморфічних належить родовище Бігз, що знаходиться у шт. Орегон (США). Яшми залягають між двома формаціями базальтових покривів. Вони утворилися в результаті контактового метаморфізму глинистих продуктів гіпергенезу вулканічного попелу нижчезалягаючих шарів вулканітів при перекритті їх вищезалягаючим лавовим покривом.

Яшми Ревневського родовища (Алтайський край, РФ), звідки походять найбільші яшмові блоки, та з якої було виготовлено найбільшу у світі яшмову вазу, за генезисом належать до яшмоподібних роговиків, що утворилися в результаті метасоматичної силіцифікації глинистих сланців, флітів та

альбітофірів. Ревневські яшми складаються з кварцу, прошарків епідоту, кліноцоїзиту, реліктів діопсиду й альбіту.

Гідротермальні родовища. Яшми даного класу родовищ являють собою інтенсивно забарвлені халцедони у мигдаликах ефузивних порід основного та середньо-основного складу. За генезисом дані яшми подібні агатам та можуть бути присутні в одній мигдалині з ними (яшмо-агати).

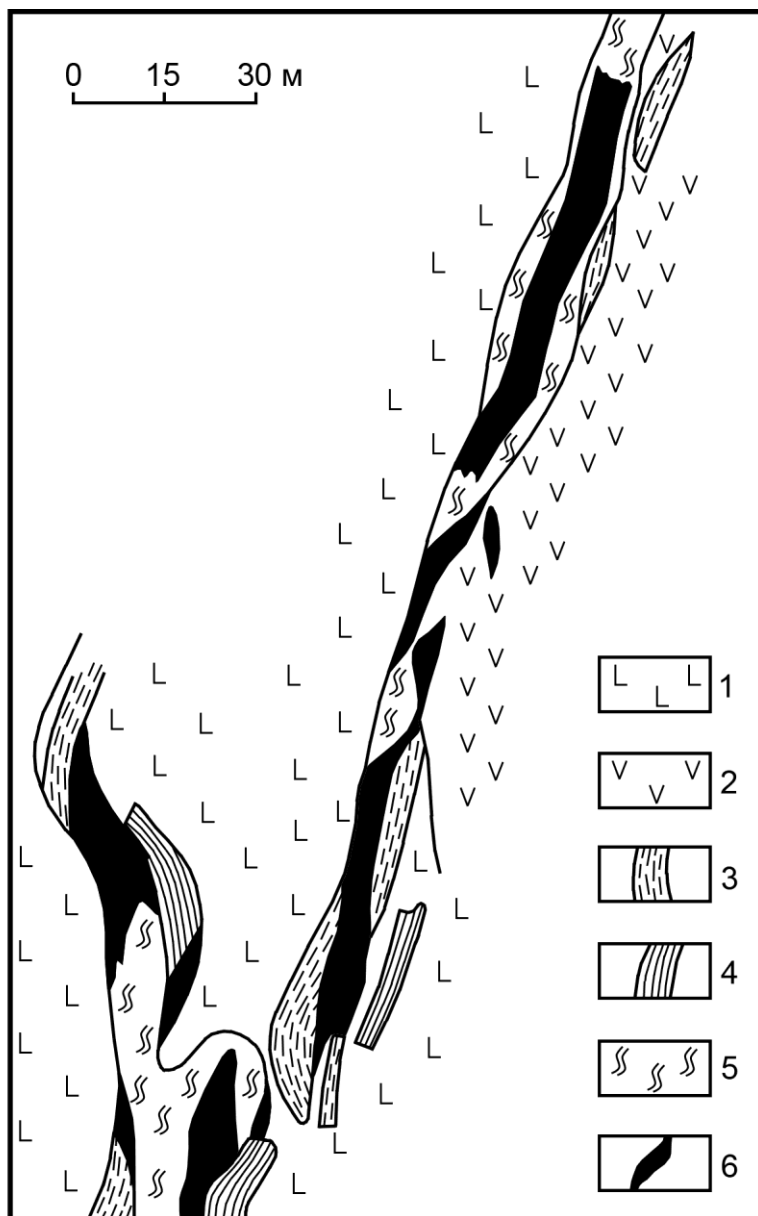


Рис. 3.6. Схема геологічної будови Таш-Казганського родовища яшм (за С.Б. Юшковим, 1956 р.):

1 – метаморфізовані діабазы і діабазові порфірити; 2 – піроксен-плагіоклазові порфірити; 3 – кременисто-глинисті сланці; 4 – яшмоподібні породи зелені та бурі; 5 – яшмоподібні породи червоні; 6 – яшми

Декоративний кремій. Кремій являє собою кременисті стяжіння переважно халцедонового складу з прихованокристалічною будовою та раковистим зламом. Родовища декоративного кременю, як і звичайного,

утворюються, переважно, у відкладах крейди і мергелю крейдового часу. Різномірність, зокрема, шаруватість, внутрішньої будови жовен кременю зумовлює різний ступінь забарвлення речовинами з оточуючих розчинів.

3.4. Малахіт

Малахіт за хімічним складом є дігідрокарбонатом міді ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$). Габітус кристалів малахіту – призматичний, пластинчастий, голчастий. Форма виділення – сферокристали, сфероліти, сфероїдальні дендрити. Колір зелений, колір риси – зелений різних відтінків, непрозорий (рис. 3.7). Твердість 3,5 – 4 за шкалою Мооса. Блиск матовий, шовковистий, у монокристалів – скляний. Злам шкаралупуватий, занозистий. Густина 3,75 – 3,95 г/см³.



Рис. 3.7. Малахіт з провінції Шаба, ДР Конго
(<http://www.marinmineral.com/mixed338.html>)

Малахіт утворюється у корах вивітрювання мідних сульфідних та мідно-залізорудних родовищ, які залягають у вапняках, доломітах, вапнистих сланцях, або містять значну кількість карбонатів у первинних рудах. Мінерал утворюється в результаті взаємодії мідно-сульфатних розчинів, що утворюються в результаті окислення піриту і халькопіриту, з карбонатами або водами, насиченими вуглекислим газом. Скупчення декоративного малахіту, придатного для виготовлення декоративних виробів, зустрічаються в контактово-метасоматичних (скарнових) родовищах у вапняках, локалізуючись у верхніх частинах зон цементації. Найкращі за якістю зразки у вигляді натічних агрегатів утворюються в карстових порожнинах у вапняках. Малахіт може також зустрічатися у

вторинному заляганні (розсипний тип родовищ). Фрагменти малахіту залягають у перевідкладених пухких рудах і глинистому матеріалі, що зазвичай заповнює крупні карстові депресії. Також мінерал зустрічається у складі пластових мідних та мідно-поліметальних руд, що містять прошарки карбонатних порід. Мінерал видобувається разом з мідними та іншими рудами.

До середини ХХ ст. найбагатші у світі родовища розроблялися на Середньому Уралі (Росія) (рис. 3.8). Наразі вони практично повністю вичерпані. Найбільші родовища малахіту сьогодні знаходяться у ДР Конго, належачи до Катанзького мідного поясу. Також малахіт зустрічається на міднорудних родовищах Австралії, Чилі, Китаю, Франції, Мороко, Намібії, США (Аризона), Зімбабве та інших країн.

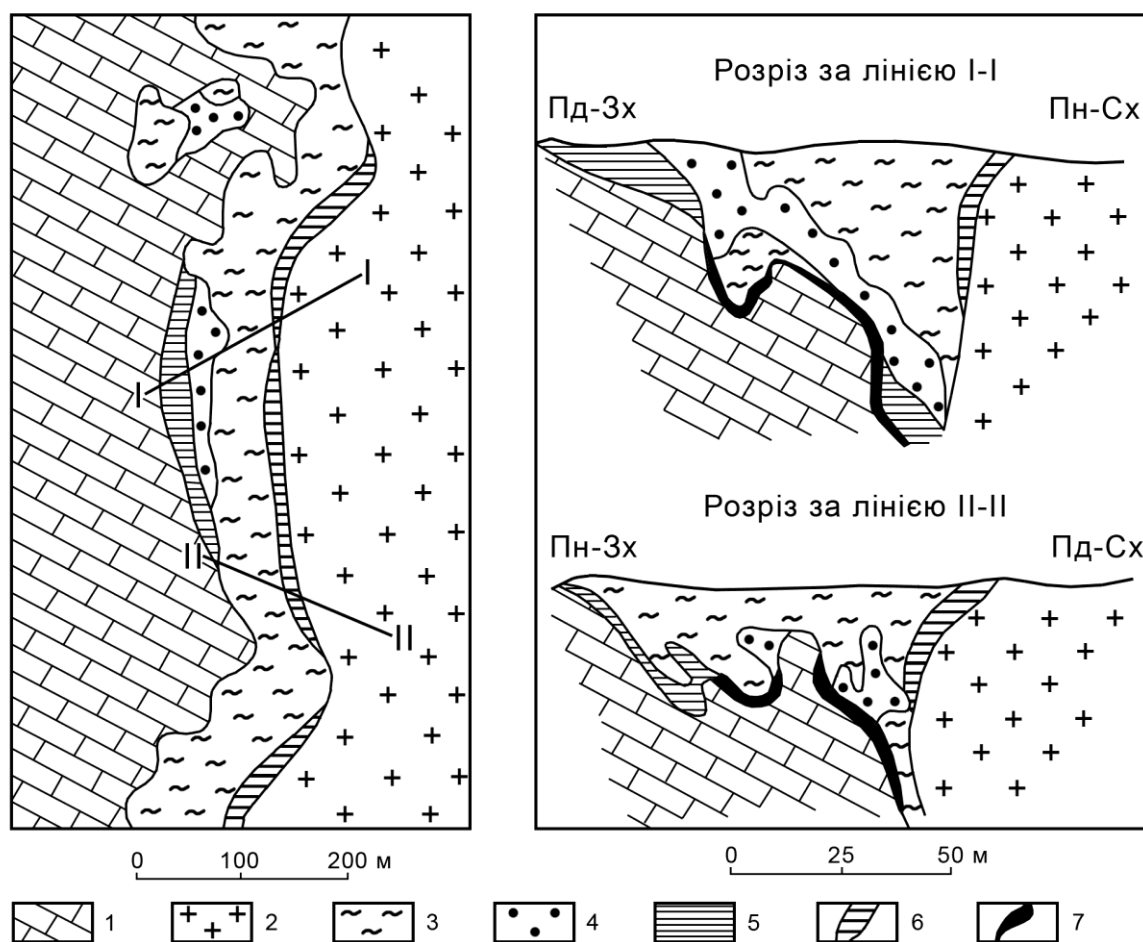


Рис. 3.8. Схема будови малахітоносного карсту Гумешівського міднорудного родовища (за Л. Дюпарком, 1914):

1 – мармур, 2 – кварцовий діорит, 3 – мідисті глини, 4 – глини з рудними конкреціями, 5 – лімонітові вохри, 6 – скарн, 7 – малахітоносні зони

Розробка малахіту на Уралі розпочалася на початку ХVІІІ ст. разом із розробкою міді. Після революції 1917 р. вона скоротилася до мінімуму. Наразі родовища вичерпані. У Демократичній республіці Конго малахіт супутньо видобувається на родовищах міді та кобальту у верхньорифейських пісковиках, вапнистих сланцях, доломітах та вапняках світи Роан. Малахіт знаходиться у

корах вивітрювання. Найбільші родовища зосереджені у зоні Мідного поясу Африки або Катанги.

3.5. Самоцвітне каміння залізо-кременистих формацій

Залізо-кременисті формації докембрійського віку, поширені на всіх континентах, є головним джерелом заліза. Але, окрім цього, з них походить ціла низка видів ювелірного і виробного каміння.

Джеспіліт – декоративний залізистий кварцит зі смугастою текстурою, який складається з перешарування залізистих та кварцових шарів (рис. 3.9). Залізисті шари можуть бути складені магнетитом, гематитом, гетитом. Кварцові шари зазвичай забарвлені якимось із рудних мінералів у червоний (гематит), чорний (магнетит), жовто-коричневий (гетит) кольори. Джеспіліти можуть містити домішки мінералів групи амфіболів, карбонатів та ін.



Рис. 3.9. Джеспіліт залізнослюдково-магнетитовий

Тигрове, котяче та соколине око – оптичний ефект у кварцових прошарках залізистих кварцитів, що утворилися при заміщенні волокнистих (азбестоподібних) амфіболів, перш за все, рибекіту (крокідоліту) і кумінгтоніту.

Соколине око – відміна залізистого кварциту з сіро-блакитними прошарками, колір якої обумовлений кольором рибекіту (його волокнистої відміни – родуситу або крокідоліту).

Тигрове око – жовто-смугаста відміна залізистого кварциту, що утворюється при окварцуванні окисленого амфіболу (окислене соколине око).

Котяче око – зеленкуваті прошарки у залізистих кварцитах. Більш правильним є термін «кварц з ефектом котячого ока», оскільки котячим оком найчастіше називають хризоберили з відповідним ефектом.

За сучасними уявленнями, всі залізисто-кременисті формації світу поділяються на два типи: тип Алгома і тип Озера Верхнього за назвою однойменних структур у Північній Америці.

Тип Алгома – менші за розміром формації, що утворилися переважно в археї, як правило, входять до складу зеленокам'яних структур. Процес формування включає хімічне осадження заліза в безкисневому середовищі архейського океану. Оскільки рівень кисню внаслідок вивержень постійно змінюється, формується перешарування магнетиту і кварцу. Прикладом даних структур на території України є Білозерська, Корсак-Могила, Сорокинська та ін.



Рис. 3.10. Яшмовий пагорб, шт. Мічиган, США
(<https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/48069902172/>)

Тип Озера Верхнього – формації сформувалися у палеопротерозої на континентальних шельфах по всьому світі. Утворилися внаслідок хімічного осадження на мілководдях за умов низького рівня атмосферного та океанського кисню та високого рівня заліза в океанах. У спокійних мілководних умовах кисень, що виділявся під час фотосинтезу ціанобактеріями, поєднуючись із розчиненим у воді залізом, перетворювався на магнетит, який осаджувався на океанському дні. При періодичному зменшенні рівня кисню утворювалися кременисті прошарки. Прикладом на території України є Криворізька структура.

Самоцвітне каміння залізисто-кременистих формацій зустрічається у США (шт. Мічиган) (рис. 3.10), Канаді, Західній Австралії, Україні, Росії, Індії та ін.

3.6. Унакіти, епідозити і декоративні тектоніти

Серед порід гранітоїдних комплексів, у зонах тектонічних порушень часто утворюються породи, що є продуктами метасоматичного заміщення, тектонометаморфізму, а також гідротермальних процесів. Дані породи часто мають декоративні властивості й нагадують яшми. Вони можуть відбиратися на кар'єрах з видобутку будівельного каміння як супутня сировина або спеціально, зокрема, на відпрацьованих родовищах будового каміння. Інтерес до даних каменів, а також назва «унакіт», вперше з'явилися у США. Серед Європейських країн Україна має найбільші ресурси даного типу каменесамецвітної сировини, видобування та обробка якої на сьогодні ще не отримали належного розвитку.

Мінералом, що зумовлює декоративні властивості епідозитів та унакітів є епідот, який надає породі світло-зеленого, фісташкового забарвлення.

Епідот – мінерал класу силікатів метаморфічного утворення, формула $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$. Колір зелений (фісташковий), темно-бурий, колір риси сірий, сингонія моноклінна, прозорий або просвічує. Твердість за шкалою Мооса 6 – 7, спайність досконала, блиск яскравий, скляний. Злам раковистий, занозистий, густина 3,4 г/см³.

Метаморфічні породи, більшість об'єму яких складена епідотом, мають назву **епідозитів** (рис. 3.11). Цей петрографічний термін у застосуванні до декоративного каміння є більш поширеним у нашій країні. Декоративні епідозити – це переважно гранітоїди, в яких польові шпати були повністю заміщені епідотом. Епідот поділяється на метасоматичний (псевдоморфози по первинних породоутворюючих мінералах) і гідротермальний (прожилки, що виконують тріщини).

Унакіт – змінений гранітоїд, що складається з рожевого польового шпату ортоклазу, зеленого епідоту і, переважно, безбарвного кварцу. Утворення унакітів пов'язане з метасоматичним заміщенням плагіоклазу епідотом у двопольовошпатових гранітоїдах, при якому калієвий польовий шпат залишається незміненим. Назва походить від гір Унака на півночі штатів Тенесі та Північна Кароліна у США.

До тектонометаморфічних утворень належать так звані декоративні тектоніти, представлені катаклазитами, мілонітами і тектонічними брекчіями.

Декоративні тектоніти – декоративні відміни динамометаморфічних порід, що утворилися у зонах тектонічних порушень. Фізичне подрібнення порід з подальшою цементацією може супроводжуватись метасоматичним заміщенням, зокрема, епідотизацією, а також утворенням епідотових і кварцових прожилків. В результаті утворюється каміння з декоративним малюнком на зрізі.



Рис. 3.11. Епідозит (порода кварц-польовошпат-епідотова). Тритузнянське родовище, Україна

Катаклазити – породи на які вплинули тектонічні напруги і які втратили первісну структуру. Зерна породоутворюючих мінералів розтріскані, подрібнені, вигнуті, кристалічна ґратка деформована.

Мілоніт – кластогенна гірська порода, що утворилася при динамометаморфізмі в зонах розломів при перетиранні і розвальцюванні різних гірських порід по поверхні тектонічних розривів.

Тектонічна брекчія – роздроблена гірська порода, яка складається з кутастих уламків зцементованих більш дрібним матеріалом і пов'язана з формуванням тектонічних розривів.

Унакити і декоративні тектоніти видобуваються у США (Південні Аппалачі, район озера Верхнього), ПАР, С'єрра-Леоне, Бразилії, Китаї. Прояви в Україні зосереджені навколо м. Дніпра.

У США кар'єри з видобутку унакитів існують у Аппалачських горах. Геологічно породи належать до формації Каточі в центральних Аппалачах (Блакитний хребет). Унакити й епідозити переважно утворилися в результаті метасоматичного заміщення чарнокітів докембрійського фундаменту антиклінорію Блакитного хребта. В районі озера Верхнього унакити відбираються місцевими колекціонерами з гальки прибережних алювіальних відкладів.

В Україні епідозити і декоративні тектоніти поширені серед гранітоїдів у зонах розломів Українського щита. Родовища тектонітів зосереджені в районі міст Дніпро, Кам'янське, Кривий Ріг, Горішні Плавні, в басейні р. Базавлук, а також у Західному Приазов'ї. Найбільшим дослідженим родовищем є Тритузнянське поблизу м. Кам'янське, що приурочене до Дніпродзержинського глибинного розлому. Епідозити і тектоніти залягають серед порід дніпропетровського гранітоїдного комплексу та приурочені до зони найбільших тектонічних порушень (рис. 3.12).



Рис. 3.12. Тритузнянський кар'єр поблизу м. Кам'янське

3.7. Лазурит

Лазурит (ляпіс-лазур) – мінерал групи фельдшпатоїдів класу силікатів, формула $\text{Na}[(\text{AlSiO}_4)\text{SO}_4]$. Має колір відтінків блакитного. Твердість 5,5 за шкалою Мооса. Колір риски світло-блакитний, блиск скляний. Злам раковистий, зернистий. Густина 2,38 – 2,42 г/см³. Показник заломлення 1,5. Лазурит є алюмосилікатом із домішкою сірки, котра частково заміщує атоми кремнію аніонами S^{2-} . Насиченість кольору залежить від вмісту аніонів сірки. У найбільш цінних яскраво-синіх відмінах вміст сірки досягає 0,7%.

Агрегати лазуриту (ляпіс-лазур), окрім лазуриту, містять содаліт, доломіт, кальцит, іноді діопсид і польові шпати, а також мають вкрапленість піриту (рис. 3.13).

Лазурит видобувається в Афганістані (Бадахшан), Росії (Південне Прибайкалля), Аргентині, Чилі, США, М'янмі, Таджикистані (Памір), Канаді.



Рис. 3.13. Лазурит. Афганістан

Генетичні типи родовищ поділяються на два типи: у силікатно-магнезійних скарнах та вапнякових скарнах. Родовища першого типу знаходяться у Афганістані (Сари-Санг), Росії (Байкал), Канаді (Бафінова земля), де вони утворилися в результаті регіонального метаморфізму глинистих сланців та евапоритових доломітів. Родовища лазуриту у вапнякових скарнах поширені у Чилі, Італійських горах (Везувій), США (Колорадо). Причиною їх утворення є метасоматичне впровадження сірки до вапняків, що містять домішки, які попередньо були метаморфізовані гранітними інтрузивами.

Силікатно-магнезійні скарни. Родовища являють собою лазуритонесні зони скарнованих будин силікатних порід (граніти, апліти, пегматити, рідше гнейси) серед потужних пластів доломітових мармурів та кальцифірів, що належать до глибокометаморфізованих карбонатно-гнейсових комплексів. Лазурит утворюється за рахунок заміщення як силікатних, так і контактуючих з ними магнезійних карбонатних порід.

Вапнякові скарни. Лазурит утворюється у мармуризованих вапняках карбонатно-теригенних товщ, що зазнали дії високотемпературного метаморфізму у контактних ореолах гранітних інтрузій, а потім були насичені сіркою в результаті гідротермально-метасоматичних процесів. На відміну від силікатно-магнезійних скарнів, у вапнякових скарнах другорядні мінерали представлені переважно кальцитом і піритом, проте містяться і мінерали класу силікатів. Кальцит в текстурі каменя утворює білі плями і смуги. Пірит представлений, переважно, дрібнозернистою вкрапленістю в кальциті.

Афганістан. Видобуток лазуриту в Афганістані триває вже багато

тисячоліть, при цьому, країна залишається лідером з видобування цього каменю. Відомий Бадахшанський лазуритоносний район знаходиться на північному сході країни у межах Файзабадського масиву докембрійських порід. Родовища локалізуються в карбонатних породах основи сарисанзької мармурово-гнейсової серії, яка складається з перешарування гнейсових та мармурових горизонтів. Мармури складаються з доломіту, кальциту й силікатних мінералів (рис. 3.14).



Рис. 3.14. Лазуритова штольня. Бадахшан, Афганістан
(<https://chinadialogue.net/en/business/9451-afghanistan-s-lapis-lazuli-trade-at-a-standstill/>)

Південне Прибайкалля. Лазуритові родовища розташовуються серед кальцит-доломітових мармурів та кальцифірів поблизу інтрузивних сієнітових тіл строкатого складу. Родовища і прояви лазуриту Прибайкалля залягають в середніх світах слюдяного комплексу в зоні гранулітової фації. У комплексі граніти розвинені обмежено або відсутні, тому лазуритоутворення пов'язують із впливом «залишкових» розчинів, які обумовлюють у високотемпературних зонах формування мігматитів і гранітоїдів при ультраметаморфічних перетвореннях (гранітизації) алюмосилікатних порід і скарнів по мармуру. В зоні контакту гранітів і доломітів в результаті десилікатизації алюмосилікатної породи утворюється мікроклін-діопсидова зона, а з іншої сторони контакту відбувається дедоломітизація мармуру та утворення форстериту (біметасоматоз). Після цього мікроклін-діопсидова зона заміщується допсид-лазуритовою, а в мармурі – кальцит-форстеритова. Найбагатшими у Прибайкаллі є Малобистринське та Слюдянське родовища.

Памір. Лазуритоносний район приурочений до зони розвитку докембрійських кристалічних порід у складі мезо-кайнозойського складчастого

поясу. Лазурити зустрічаються серед порід горанської гнейсово-мармурової світи. На контакті мармурів з гнейсами та пегматитами серед скарнів виділяються шпінель-форстеритові, флогопіт-діопсидові та лазуритові. Найбагатшим є Ляджвардаринське родовище.

Чилі. Видобуток лазуриту ведеться у провінції Лімарі на кордоні з Аргентиною. Родовище розташоване на висоті 3600 м. Лазурит зустрічається у контактово-метаморфічній зоні, яка має таку зональність:

- 1) воласонітові мармури;
- 2) андрадит-гросулярові скарни;
- 3) геденбегітові роговики.

Родовище утворилося внаслідок інтрузії плутону неогенових монцогранітів у мезозойські вапняки. На першій стадії відбулося утворення скарнів (24 млн років), на другій (13 – 9 млн років) в результаті гідротермального заміщення відбулося насичення порід сіркою, в результаті чого утворилися лазурити. Лазурити містяться у шарі воласонітових мармурів та містять домішок мінералів класу силікатів.

3.8. Родоніт

Родоніт – мінерал групи піроксеноїдів класу силікатів, формула $(Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg, Ca)SiO_3$. Колір рожевий, червоний, коричнево-червоний, жовтий, чорний, колір риску білий (рис. 3.15). Твердість 5 – 5,5 за шкалою Мооса. Близько скляний, спайність досконала, злам нерівний. Густина 3,5 – 3,75 г/см³. Родоніт є силікатом марганцю, який може містити понад 50% MnO. Прозорі кристали зустрічаються рідко та використовуються як ювелірне каміння. В природі родоніт переважно знаходиться у формі щільних прихованокристалічних мас. Мінерал має природний рожевий колір, який надає йому марганець. Насиченість кольору залежить від домішки оксиду кальцію, який погіршує характеристики. Яскраво-рожеві відміни мають до 3,5%, а бліді, рожево-сірі – понад 6% CaO.

Декоративний родоніт є полімінеральною породою, яка також може містити спесартин, тефроїт, родохрозит, бустаміт, кварц та ін. Рожеві ділянки породи складені родонітом та родохрозитом, жовтуваті й брунатні – бустамітом і спесартином. Чорні прожилки – оксиди й гідроксиди марганцю (вернадит, піролюзит та ін.) Родоніт – типовий ендегенний мінерал марганцю. Основний спосіб утворення родоніту – метаморфізм первинних оксидних та карбонатних сполук марганцю осадового або вулканогенно-осадового походження.

Родовища родоніту знаходяться у Німеччині (Вестфалія, Східний Гарц), США (Нью-Джерсі), Росії (Урал, Сибір), Бразилії (Оуру-Прету), Австралії (Новий Південний Уельс), Канаді, Швеції, на Мадагаскарі, в Перу, Танзанії, Таджикистані, Румунії (Розія Монтана), Україні (Карпати).



Рис. 3.15. Родоніт з родовища Тамуерт, Австралія
(<http://www.outbackmining.com/IMG0238.jpg>)

Генетичними класами родовищ родоніту є метаморфогенний, пневматоліто-гідротермальний, гідротермальний (поствулканічний) та розсипний.

Пневматоліто-гідротермальні родовища. Родоніти даного класу родовищ утворюються у вапнякових скарнах у формі лінзоподібних та трубоподібних покладів уздовж контакту з гранітоїдами, а також по тріщинах у вмісних вапняках та мергелях, по яких утворилися скарни.

Гідротермальні поствулканічні родовища. У даному типі родовищ родоніт зустрічається у кварцових жилах срібно-золоторудної формації, що січуть окварцовані вулканіти кислого та середнього складу. Родоніт утворює скупчення у складі жил, представлений зернистим щільним агрегатом блідо-рожевого кольору.

Метаморфогенні родовища. Родоніт зустрічається у складі метаморфізованих за умов фації зелених сланців вулканогенно-осадових породах спілітово-діабазових формацій (основні змінені вулканіти). Родонітові породи утворюють лінзоподібні та пластовидні тіла довжиною до 50 м, потужністю до 8 м, що залягають в центральних частинах тіл вмісних порід. Окрім полімінерального агрегату зустрічаються напівпрозорі зразки ювелірної якості.

Розсипні родовища. Продукти руйнування корінних проявів родоніту, переважно представлені елювіально-делювіальними відкладами. Родоніт залягає у

формі крупних брил щільної монолітної породи, покритих окисленою кіркою. Дані родовища родоніту розробляються супутньо з корінними родовищами.

Одним з найбільших у світі є родовище Алтин-Топкан (Таджикистан). Родоніт входить до складу скарнів пневматоліто-гідротермального походження на границі між вапняками та дайками порфіроподібних гранітів. Алтин-Топкан є родовищем свинцю та цинку, які теж містяться у скарнах.

Найбільшим родовищем, що розроблялося на Уралі, було Малосидельниківське, на сьогодні вироблене.

3.9. Кольоровий кварц та обсидіан

На відміну від ювелірного каміння групи кварцу, природний кольоровий кварц представлений кристалічними агрегатами і використовується для виготовлення декоративних виробів, або полірованих вставок.

Генетичні типи родовищ кварцу поділяються на гідротермальний, пегматитовий і розсипний.

Забарвлення різних видів декоративного кварцу обумовлюється різними домішками та особливостями будови кристалічних агрегатів:

Червоно-рожевий – домішки оксидів заліза, марганцю та глинистих часток.

Сірий – крупніші напівпрозорі кристали кварцу обумовлюють сірий відтінок; домішки глинистих і темноколірних мінералів.

Жовтий – домішки гідроксидів заліза.

Молочно-білий – дрібнозернисті індивіди кварцу, мінімальна кількість домішок.

Синьо-чорний (зелений) – домішка амфіболів (рибекіту), біотиту, хлориту.

Окремо у даній групі стоїть рожевий кварц, який є найдорожчою сировиною даного виду (рис. 3.16). Колір рожевого кварцу переважно обумовлений ізоморфною домішкою Ti^{4+} . Родовища рожевого кварцу пов'язані з пегматитовими тілами, де він складає ядерну частину. Також рожевий кварц може зустрічатися у потужних гідротермальних жилах.

Родовища рожевого кварцу поширені серед пегматитових полів США (Мен, Північна Дакота, Каліфорнія), Бразилії (Мінас-Жерайс), на Мадагаскарі, в Мозамбіку, Намібії, Шрі-Ланці, Росії (Карелія).

Обсидіан – ефузивна магматична гірська порода, різновид вулканічного скла, яка переважно складається з кварцу і польових шпатів. Обсидіан має чорний або коричневий колір. Твердість 5 – 6 за шкалою Мооса. Буває прозорим або напівпрозорим, блиск скляний, злам раковистий, густина 2,5 – 2,6 г/см³. Обсидіан утворюється у лавових потоках кислого (ріолітового) складу. Обсидіан тяжіє до крайових зон, де кристалізація не встигла відбутися через велику швидкість застигання. Також він може утворюватися у крайових зонах гіпабісальних жил того ж складу. Обсидіан утворюється при вмісті води до 1 %. При більшому її вмісті відбувається спучування та утворюються перліти.



Рис. 3.16. Рожевий кварц, Китай

Через поступову кристалізацію вулканічного скла, родовища зустрічаються лише у зонах прояву молодих кислих вулканітів. Вони поширені у Вірменії, Мексиці, США, Ісландії, Азербайджані, Канаді, Грузії, Чилі, Ірані, Греції, Сальвадорі, Гватемалі, Кенії, Італії, Японії, Новій Зеландії, Туреччині, Перу, Папуа-Новій Гвінеї, Росії (Сибір), Україні (Закарпаття), Великій Британії.

Обсидіан Вірменії розроблявся людьми ще за часів неоліту. Сьогодні на державному балансі родовищ корисних копалин Вірменії числяться чотири родовища обсидіану, які знаходяться на території сіл Дамлік, Артені, недалеко від гори Артін і в містечку Севкар. В даний час ці родовища не експлуатуються.

Велика кількість родовищ пов'язана з вулканічними формаціями Кордильєрів. Своїм плямистим обсидіаном відома Мексика, де обсидіан розробляли ще у доколумбовий час (рис. 3.17).



Рис. 3.17. Обсидіан, Мексика (<https://www.mexconnect.com/articles/3565-obsidian-in-mexico-gift-of-the-gods/>)



Рис. 3.18. Пам'ятка геології – «Великий обсидіановий потік», США
(https://www.oregonlive.com/entertainment/erry-2018/05/924ceb2ac79272/an_explosive_legacy_at_newberr.html)

У США найбільше поширені родовища у штаті Орегон. Серед них можна відмітити так званий «Великий обсидіановий потік» – наймолодший лавовий покрив у шт. Орегон віком 75 тис. років. Він розташований біля підніжжя вулкану Ньюбері та на сьогодні має статус пам'ятки геології (рис. 3.18). Цінним каменем є так званий *сніжний обсидіан*, що має сніжинкоподібні вкраплення кристобаліту. Сніжні відміни у світі є менш поширеними. Одне з найбільших родовищ знаходиться в пустелі Блек-Рок, шт. Юта, США

3.10. Нефрит

Нефрит – агрегат сплутано-волокнистих кристалів ізоморфного ряду актиноліт-тремоліт, формула: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Камінь має колір відтінків зеленого (рис. 3.19), білий, сірий, рідкісними є чорний та червоний різновиди. Твердість 6 – 6,5 за шкалою Мооса. Блиск скляний, спайність досконала, злам раковистий, парафіноподібний. Густина 2,9 – 3,0 г/см³, показник заломлення 1,62. Блідо-зелений колір каменю зумовлює природне забарвлення актиноліту, інтенсивність якого залежить від вмісту заліза. Смарагдово-зелений колір зумовлюється ізоморфним заміщенням Ca^{2+} - Mg^{2+} іонами Na^+ - Cr^{3+} . Жовте і брунатне забарвлення зумовлені дисперсною домішкою оксидів та гідроксидів заліза між кристалами амфіболів. Разом з амфіболами нефрит може містити незначну кількість таких мінералів як діопсид, гранат-гросуляр, магнетит, хроміт, графіт, апатит, рутил, пірит, датоліт, везувіаніт, преніт, тальк, серпентин, титаніт. Домішки можуть погіршувати декоративні властивості каменя, утворюючи видимі включення. Структура каменя зумовлює в'язкість та стійкість до розтріскування, що робить камінь ідеальним матеріалом для різьблення.

Родовища нефриту поширені у Китаї, Росії (Саян, Прибайкалля, Якутія, Урал, Тува), Канаді, США, Австралії, Польщі, Німеччині, Італії, Новій Зеландії, Мексиці, Зімбабве.

Родовища нефриту поділяються на пневматоліто-гідротермальні та розсіпні. Пневматоліто-гідротермальні родовища поділяються на ті, що утворилися у альпінотипних гіпербазитах (ортонефрит) та в доломітових мармурах (паранефрит).

Родовища в альпінотипних гіпербазитах. Нефритові жили розташовані на контакті серпентинітів з метасоматично зміненими тілами основних та кислих магматичних порід (дайки габроїдів, ксеноліти спілітів, діабазів, дайки порфіроподібних гранітів). Рідше зустрічаються тіла нефриту на контакті серпентинітів зі зміненими осадовими породами: аргілітами, вуглисто-кременистими сланцями та ін. Жили нефриту утворюють плитоподібні тіла довжиною від перших метрів до 50 м і потужністю до 4 – 8 м. Нефрит може містити домішки хромшпінелідів, магнетиту, уваровіту, серпентину, хлориту, тальку та інших мінералів. Переважає нефрит яблучно-зеленого кольору. Основні родовища даного типу зосереджені у Росії (Сибір), Польщі (Йорданув), Канаді (Прованшер-Лейк).



Рис. 3.19. Брила нефриту з родовища Маунт-Оджин. Британська Колумбія, Канада
(<https://brightside.me/wonder-curiosities/the-16-most-expensive-materials-in-the-world-188955/>)

Родовища в доломітових мармурах. Родовища присутні у глибоко метаморфізованих товщах докембрійських порід, складених перешаруванням гнейсів, кристалічних сланців та прошарками доломітових мармурів й амфіболітів. Тіла нефриту зазвичай розташовані на контакті скарнованих доломітових мармурів з гранітами, сієнітами, монцонітами, мігматитизованими гнейсами та амфіболітами. Нефрит залягає у формі жил довжиною до 70 м та потужністю до 3 м. Може містити домішку діопсиду, серпентину, тремоліту, доломіту, воласоніту. Найчастіше має листяно- та яблучно-зелений колір. До даного типу належить найвідоміше у Китаї Куньлуньське родовище білого та світло-зеленого нефриту. Також подібні за генезисом родовища існують у Росії (Сибір), Австралії (Коуел) та США (Каліфорнія).

Розсипні родовища представлені елювіально-делювіальними та алювіальними розсипами. Найбільше значення мають природно дезінтегровані брилові скупчення поблизу корінних родовищ (Китай, Нова Зеландія). Менше значення мають пляжні галечні відклади (шт. Каліфорнія, США). Для даного типу родовищ характерні забарвлені оксидами та гідроксидами заліза бурі та жовті різновиди.

3.11. Жадеїт

Жадеїт – мінерал групи лужних моноклінних піроксенів, формула $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. Камінь зазвичай має зелений (рис. 3.20) або білий колір, колір риски білий. Твердість 6,5 – 7 за шкалою Мооса. Жадеїт завжди непрозорий або

просвічує та має скляний блиск. Спайність досконала, злам скалкуватий, в'язкий. Густина 3,25 – 3,36 г/см³, показник заломлення 1,654 – 1,667. Зустрічається у формі зернистих агрегатів. Найбільш дрібнозернисті відміни жадеїту напівпрозорі. Добре утворені кристали дуже рідкісні і зустрінуті лише у шт. Каліфорнія в глаукофановій породі поблизу м. Кловердейл.

Агрегати жадеїту відрізняються міцним поєднанням зерен, що зумовлює значну в'язкість та міцність породи. Колір мономінеральних жадеїтових порід зазвичай білий, зелений (від жовтуватого до смарагдово-зеленого), іноді чорний, рожевий, коричневий, червоний, жовтий, фіолетовий, синій. Яскраво-зелені відміни зазвичай забарвлені хромом, який замінив алюміній у кристалічній структурі мінералу. Також зелений колір може надавати ізоморфна домішка заліза.



Рис. 3.20. Жадеїт. Боруське родовище. Західний Саян, Росія (Фото: Lakshmi Minerals)

Безпосередньо, камінь жадеїт є агрегатом зазначеного мінералу. Він є подібним до нефриту і до кінця XIX ст. вважався одним і тим самим каменем. Жадеїт відрізняється від нефриту більш насиченим зеленим кольором та зернистою будовою, яку видно неозброєним оком.

Серед бірманських жадеїтів (М'янма) виділяються три сорти за декоративними властивостями:

Imperial – смарагдово-зелений, що просвічує, тонкозернистий, з однорідним

зеленим забарвленням;

Commercial – зелений непрозорий, з прожилками та плямами напівпрозорого смарагдово-зеленого;

Utility – зелений та сіривато-зелений, непрозорий.

У природному жадеїті завжди містяться ізоморфні домішки інших піроксенів, переважно діопсиду, геденбергіту та акміту (егірину). В залежності від співвідношення цих домішок розрізняють:

1. *Жадеїти* – понад 80% жадеїту;
2. *Діопсид-жадеїти* – 50 – 80% жадеїту;
3. *Омфацити* – 20 – 50 % жадеїту;
4. *Хлормеланіти* – діопсид-жадеїти з 5 – 9% егірину;
5. *Жадеїтові хлормеланіти* – жадеїти з 5 – 7% егірину;
6. *Омфацитові хлормеланіти* – менше 60 % жадеїту і 5 – 7% егірину.

Жадеїт є рідкісним мінералом. Він є метаморфічним породоутворюючим мінералом глаукофанових сланців, утворює мономінеральні скупчення у серпентинітах, а також входить як ізоморфна домішка до складу омфацит-еклогітів. Практичне значення мають лише скупчення жадеїту в серпентинізоованих ультрабазитах. Родовища жадеїту поширені у М'янмі, США (шт. Каліфорнія), Гватемалі, Китаї, Канаді, Росії (Північний Урал, Сибір), Казахстані та Японії.

За генезисом родовища жадеїту поділяються на гідротермально-метасоматичні і розсипні.

Гідротермально-метасоматичні родовища. Родовища представлені жило-, лінзо-, та штокоподібними тілами в ультрабазитах, що виникли за рахунок метасоматичного змінень включень алюмосилікатних порід в умовах високого тиску. Вихідними породами для утворення жадеїту послужили гранітоїди, габро та ефузивно-осадові породи.

Родовища жадеїтизованих інтрузивних кислих та середніх порід утворюються за рахунок біметасоматозу жил, дайок та штоків гранітного і гранітоїдного складу, що впровадились у гіпербазити. Родовища даного типу відрізняються значним розміром тіл. Найбільші з них знаходяться у М'янмі та Казахстані.

Родовища у жадеїтизованих інтрузивних основних породах утворюються за рахунок впровадження габроїдних порід у масив ультрабазитів та їх метасоматичного заміщення. Родовища даного типу менші за розмірами, ніж родовища першої групи. Вони поширені у Росії (Урал), Гватемалі, КНР та Японії. Жадеїт у жадеїтизованих інтрузивних основних породах має нижчу якість.

Жадеїтизовані ефузивно-осадові формації утворюються при метасоматозі ксенолітів ефузивних та осадових порід у тілах ультрабазитів, а також на контактах вмісних осадових товщ з ультрабазитами. Родовища відомі у штаті Каліфорнія (США).

Розсипні родовища. Вторинні родовища утворюються в результаті дезінтеграції та перевідкладення жадеїту ендегенних родовищ. Основними типами екзогенних родовищ є жадеїтоносні конгломерати, алювіальні та

елювіально-делювіальні розсипи.

Жадеїтоносні конгломерати поширені на півночі М'янми по р. Уру. Вони складають товщу давньочетвертинних конгломератів, що містять уламки сланців, серпентинітів, габроїдних та інших порід, зцементованих піщано-глинистим або вапняковим цементом. У конгломератах присутні горизонти, збагачені валунами та гальками жадеїту.

Утворення алювіальних розсипів пов'язане з розмивом жадеїтоносних конгломератів та льодовикових морен (М'янма), а також річковою ерозією корінних масивів ультрабазитів, що містять тіла жадеїту (США).

Елювіально-делювіальні розсипи є супутниками корінних відслонень жадеїтових порід. Вони складаються з дезінтегрованих у процесі вивітрювання уламків. Найбагатші родовища даного типу знаходяться на Полярному Уралі та у Казахстані.

3.12. Польові шпати (амазоніт, сонячний камінь, місячний камінь, лабрадор)

Польові шпати є одними з найбільш поширених у природі мінералів, які зазвичай представлені породоутворюючими мінералами магматичних і метаморфічних порід. Однак при цьому, окремі їх відміни вирізняються особливими декоративними властивостями, завдяки яким ці камені мають достатньо високу ціну та відносяться до напівдорогоцінних. До декоративних особливостей належать як колір, так і ефекти іризації.

Амазоніт (мікроклін) – калієвий польовий шпат зеленого, блакитно-зеленого та блакитно-бузкового кольору. Формула $(K,Na)AlSi_3O_8$. Твердість 6 – 6,5 за шкалою Мооса. Колір риски білий, блиск скляний, зазвичай непрозорий але просвічує на краях. Спайність досконала. Густина 2,54 – 2,57 г/см³, показник заломлення 1,64 – 1,70. Амазоніт є зеленою відміною мікрокліну. Він зустрічається у формі крупнокристалічних агрегатів і друз. Містить вrostки білого альбіту, крупні з яких надають смугасту текстуру, а мікроскопічні – шовковистий полиск. Колір зумовлений ізоморфною домішкою свинцю, а також присутністю води. Амазонітові родовища пов'язані лише з лужними та деякими гранітними пегматитами (рис. 3.21). Амазоніт зустрічається у пегматитах, які можна поділити на рідкоземельні, рідкометальні, міаролові амазоніт-мікроклінові та амазоніт-альбітові, а також міаролові мікроклінові. Мінерал утворюється в результаті автотермальних і гідротермальних процесів внаслідок зміни звичайного мікрокліну. Амазонітизація відбувається під впливом пізніх кислих розчинів або лужних натрієвих розчинів, що викликають альбітизацію та свинцево-талієвий метасоматоз.

Амазоніт зустрічається в Росії (Південний Урал, Кольський півострів, Забайкалля), Китаї (Уйгурія), США (Колорадо, Вірджинія, Пенсильванія), Бразилії, Індії, Кенії та на Мадагаскарі.



Рис. 3.21. Жила амазоніту (бірюзовий) у пегматиті. Родовище Етика, Забайкалля, Росія. (Фото Олени Волкової)

Іризація може бути проявлена у польових шпатах різного складу. Іризують моноклінні і триклинні ортоклази (включаючи напівпрозорі адуляр і санідин). Серед плагіоклазів можуть іризувати альбіт, олігоклаз, андезин і лабрадор. Напівпрозора відміна альбіт-олігоклазу, що сильно іризує, має назву перистерит.

Сонячний камінь (олігоклаз) – кислий плагіоклаз жовтого, червоного, зеленого, синього кольору із золотистим полиском та ефектом іризації. Формула $(Ca,Na)((Al,Si)_2Si_2O_8)$. Колір rischi білий. Твердість 6 – 6,5 за шкалою Мооса. Блиск скляний, прозорість – від прозорого до напівпрозорого. Спайність досконала, густина 2,64 – 2,66 г/см³, показник заломлення 1,525–1,58.

Місячний камінь або **адуляр (ортоклаз)** – високотемпературний калієвий польовий шпат білого, жовтого, світло-сірого кольору з блакитним відливом та ефектом іризації. Формула $K[AlSi_3O_8]$. Колір rischi білий. Твердість 6 – 6,5 за шкалою Мооса. Блиск скляний, просвічує. Спайність досконала. Густина 2,56 – 2,62 г/см³, показник заломлення 1,520 – 1,525.

Лабрадор – основний плагіоклаз, що має ефект іризації. Формула $(Ca,Na)(Al,Si)_4O_8$. Колір димчасто-сірий, темно-сірий до майже чорного з яскравою грою кольорів, колір rischi білий. Твердість: 6 – 6,5 за шкалою Мооса. Блиск скляний до металопоподібного, непрозорий. Спайність досконала. Густина 2,69 – 2,70 г/см³, показник заломлення 1,560 – 1,568.

КЛАСИФІКАЦІЯ ПЛАГІОКЛАЗІВ

АЛЬБІТ $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ → АНОРТИТ $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Ап₀₋₁₀ - альбіт



Ап₁₀₋₃₀ - олігоклаз



Ап₃₀₋₅₀ - андезин



Ап₅₀₋₇₀ - лабрадор



Ап₇₀₋₉₀ - бітовніт



Ап₉₀₋₁₀₀ - анортит

Родовища польових шпатів, що іризують, поділяються на магматичні, пегматитові та метаморфогенні.

Магматичний клас родовищ. Родовища представлені масивами неметаморфізованих крупно-, гігантозернистих і порфіроподібних габро-анартозитів та сієнітів. З даним типом пов'язані родовища лабрадору у лабрадоритах. У сієнітах зустрічаються кристали ортоклазу з ефектом іризації (місячний камінь).

Лабрадор зустрічається у масивах лабрадоритів в Україні (Житомирська область), Канаді (півострів Лабрадор), США (шт. Нью-Йорк) на Мадагаскарі (рис. 3.22).



Рис. 3.22. Лабрадоритовий кар'єр у Боконакі-Амбоні, Мадагаскар
(<http://www.labradoriteblocks.com/press-releases/>)

Магматогенні родовища ортоклазу з ефектом іризації (місячний камінь) знаходяться в масивах ортоклазових порід в Киргизстані. Сонячний та місячний камінь зустрічаються у сієнітах М'янми (район Могоку) на границі з гранітними

масивами. У США ортоклази з ефектом іризації зустрічаються у формі порфірових вкраплень у ріолітах і граніт-порфірах (шт. Колорадо і Нью-Мексико).

Пегматитовий клас родовищ. З пегматитами пов'язана більшість родовищ і проявів місячного та сонячного каменів. Найбільш перспективними є глибинні пегматитові тіла, що належать до рідкоземельної та мусковітової формацій, а також деякі лужні сієнітові пегматити.

Родовища сонячного каменя а також польових шпатів з адуляровим ефектом пов'язані з рідкометальними пегматитами олігоклаз-мікроклінового складу, що залягають серед гнейсів, амфіболітів, серпентинітів та діопсидових порід. Найбільші родовища даного типу знаходяться на Мадагаскарі та у Росії (Урал).

Родовища непрозорого місячного каменю (біломориту) пов'язані з керамічними мікроклін-олігоклазовими пегматитами. Вони зустрічаються на півночі Карелії та півдні Кольського півострова (Росія) у складі біломорського комплексу пізнього архею.

У сієнітових пегматитах зустрічаються родовища та прояви сонячного і місячного каменів. Сієнітові пегматити залягають серед масивів лужних ультраосновних порід переважно на території Росії (Якутія, Кольський півострів, Урал).

Метаморфогенний клас родовищ. Представлений родовищами місячного каменю – ортоклазу. Мінерал залягає у формі порфірових включень у гнейсах, гранулітах і кварц-польовошпатових породах. До даного класу належать багаті родовища Шрі-Ланки та деякі прояви у США (шт. Вірджинія).

3.13. Бірюза

Бірюза за хімічним складом є фосфатом алюмінію і міді, формула $\text{CuAl}_6(\text{OH})_2[\text{PO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Колір каменя – зелений, блакитний, зелено-сірий (рис. 3.23), блиск восковий. Твердість мінералу за шкалою Мооса – 5,0 – 6,5. Спайність досконала та середня, злам раковистий, густина 2,6 – 2,84 г/см³.

Родовища бірюзи пов'язані з кораами вивітрювання порід, що містять фосфор, сульфід міді або пірит з домішкою міді. До них можуть належати свіжі кислі ефузивні породи, такі як трахіти, ріоліти, андезити, кварцові порфіри, а також апатитвмісні гранітоїди. Кори вивітрювання з бірюзою можуть утворюватись по осадових породах, що містять фосфор та вторинний пірит (пісковики, алевроліти, аргіліти). Скупчення бірюзи зустрічаються в межах мідно-порфірових та поліметалевих, уранових та золоторудних родовищ, а також на площах з непромисловою рудною мінералізацією. Головним джерелом бірюзи є родовища з розсіяною, а не інтенсивною, рудною мінералізацією. Родовища з інтенсивною мідною мінералізацією та вторинним сульфідним збагаченням утворюються лише по магматичних породах і мають менше промислове значення.

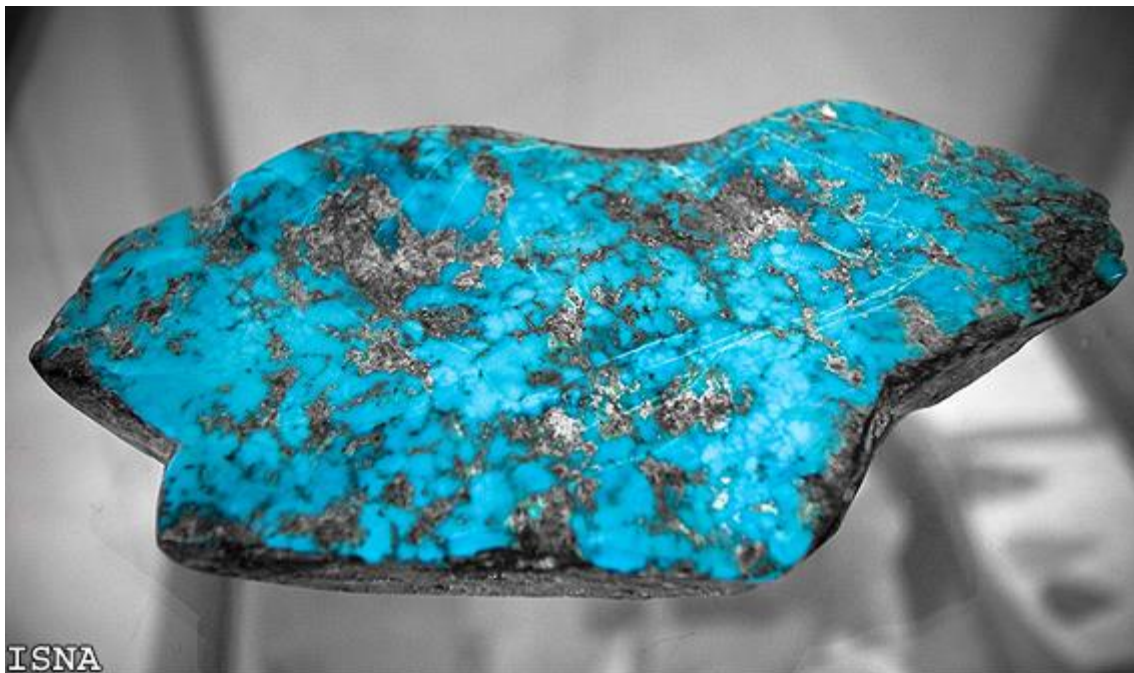


Рис. 3.23. Бірюза з родовища Нейшабур, Іран (Фото: ISNA / Амін Хосрошахі)

Найбільші родовища бірюзи локалізовані в США (шт. Колорадо, Невада, Аризона, Нью-Мексико, Каліфорнія), в Ірані (район м. Нішапур), Єгипті (Синайський півострів), Мексиці. Також, родовища бірюзи розробляються у Афганістані, Вірменії, Таджикистані, Узбекистані, Туркменістані, Танзанії, Австралії та Аргентині.

Іран. В Ірані бірюза видобувається у провінціях Хорасан, Семнан і Керман. Найбільші родовища знаходяться в Хорасані у Нішапурських горах в районі м. Мешхед в районі гори Алі-Мірза, на півночі та південному сході пустелі Деште-Кевір (Кухезан, Якаб, Мезендеран) (рис. 3.24). Агрегати бірюзи містяться у вивітрілій трахітовій брекчії. Аналогічні незмінені трахіти із вкрапленнями ортоклазу, що мають палеогеновий вік залягають в основі гір між вапняками та пісковиками. Трахітові брекчії містять пірит, халькопірит і апатит. Бірюза зустрічається у формі прожилків у лімонітовому цементі вивітрілої брекчії, у формі жовен в каолінізованому трахіті, а також виконує крупні тріщини, що перетинають брекчію. Найкращі за якістю зразки утворюються при сполученні кількох прожилків у ізометричні агрегати. Утворення бірюзи зумовлене хімічним вивітрюванням польових шпатів, халькопіриту, піриту й апатиту, що містяться у трахіті. Кора вивітрювання утворилася в ослаблених зонах брекчії та поширена на глибину до 100 м.



Рис. 3.24. Видобування бірюзи зі змінених андезитів і дацитів, Іран (Фото: ISNA / Амін Хосрошахі)

США. Родовища бірюзи поширені на південному заході США у штатах Колорадо, Невада, Аризона та Нью-Мексико. Бірюзоносні родовища пов'язані з корама вивітрювання як розсіяної так й інтенсивної мідної мінералізації. Родовища на південному заході країни пов'язані з так званим «Ларамійським поперечним порфіровим поясом» – гранітоїдами рудоносною порфіровою формації крейди – нижнього еоцену.

З формацією пов'язані родовища міді, свинцю, цинку, срібла та ін. У породах часто проявлена вторинна сульфідна мінералізація та присутні родовища і прояви бірюзи. Одним з найбільших родовищ є Вілла-Гроув у штаті Колорадо. Родовище належить до зони поширення вулканічного комплексу Бонанза, у складі якого зустрічаються габро, андезити і фельзитові порфіри. Комплекс має, умовно, палеогеновий вік. У XIX ст. родовище Вілла-Гроув розроблялося на мідь. На початку XX ст. бірюзу виявили в жилах у вивітрілих фельзитах, а згодом – у сильно вивітрілому габро.

Єгипет. Родовища бірюзи поширені у південно-західній частині Синайського півострова. За генезисом вони належать до кір вивітрювання осадових порід. Територія складена вапняками і пісковиками, місцями перекритими базальтами. Зі стародавніх часів бірюза видобувається на родовищах Ваді-Махаре і Себіт-Ель-Кхадим.

На родовищі Ваді-Махаре бірюза зустрічається у верхньому горизонті світло-рожевих пісковиків нубійської світи, що датуються юрою – нижньою крейдою. Бірюза приурочена до сильно тріщинуватого пласту пісковика «балута», що

залягає під залізистими пісковиками та вище глинистого водотривкого горизонту. Мінерал формує прожилки завтовшки до 13 мм. Утворення родовищ пов'язане з циркуляцією по тріщинах атмосферних вод. Води, просочуючись крізь пісковики розкладали органічні та мінеральні речовини, що містили мідь, фосфор глинозем і сірку. Окисли заліза, кремнезем та глинозем осаджувались вище РГВ, а бірюза – близько водотриву.

Вірменія. Бірюза Вірменії належить до родовищ з інтенсивною мідною мінералізацією та зоною вторинного сульфідного збагачення. Бірюза зустрічається у потужній зоні окислення бідних мідно-молібденових сульфідних руд порфірової формації. Найбільшим на сьогодні є Техутське родовище. Воно розташоване на північному сході Вірменії в межах Алавердинського рудного поля, де проявлені гранодіорити і діорити Шнох-Кобського інтрузиву мезозойського віку, прорвані субвулканічним неом гранодіорит-порфіру. На контакті порід проявлені метасоматичні кварцити й інші породи з мідно-молібденовою мінералізацією. Рудне тіло оточує нек у формі широкого кільця, по периферії якого знаходиться зона бідних пірит-халькопіритових вкраплених руд. Бірюзова мінералізація приурочена до зони окислення зазначених бідних руд. Вмісні породи являють собою роздроблені та вивітрілі серицит-кварцові метасоматити.

3.14. Скам'яніле дерево і гагат

Скам'янілим деревом називають псевдоморфози мінералів групи кремнезему (опал, халцедон, кварц та ін.) по деревних рештках, що були поховані під шаром осадових порід або вулканічного попелу. Головною декоративною властивістю скам'янілого дерева є збереження текстури первинної деревини при повному заміщенні міцним мінеральним агрегатом (рис. 3.25).

Кристалізація SiO_2 відбувається з водних розчинів ґрунтових вод у безкисневому середовищі. Мінералами, що заміщують клітини деревини, є опал, халцедон та кварц. Колір скам'янілого дерева визначають різні види домішок:

- Карбон – чорний;
- Хром – зелений, голубий;
- Кобальт – зелений, голубий;
- Мідь – зелений, голубий;
- Оксиди заліза – червоний, бурий, жовтий;
- Марганець – рожевий або оранжевий;
- Оксиди марганцю – чорний, жовтий;
- Оксид кремнію – безбарвний, білий, сірий;

Найбільші родовища і прояви скам'янілого дерева знаходяться в Аргентині, Бельгії, Бразилії, Греції, Єгипті, Індії, Канаді, Лівії, Новій Зеландії, США, Росії, Чехії, Україні.



Рис. 3.25. Скам'яніле дерево. Луганська область, Україна

В Україні прояви та родовища скам'янілої деревини знаходяться по всій території країни у відкладах, що датуються від девону до неогену (рис. 3.26). Більшість родовищ і проявів мають кайнозойський вік. Найбільші концентрації місць знаходження скам'янілої деревини знаходяться на Харківщині, у Луганській і Донецькій областях, в районі м. Рівного та на Поділлі. Найвідомішою пам'яткою геології даного типу є Дружківські скам'янілі дерева у Донецькій області.

Гагат є чорним, блискучим різновидом лігніту (бурого вугілля). Він також відомий під назвою чорний бурштин, чорна яшма або гішер. Гагат є мінералоїдом органічного походження чорного та коричневого кольору. Має коричневу риску, жирний та смолянистий блиск. Твердість за шкалою Мооса – 3 – 3,5, густина 1300 – 1400 кг/м³.

Утворення гагату пов'язане з вуглефікацією деревини родини аурокарієвих, похованої у морських мулах мезозойських та кайнозойських відкладів. Зустрічається у вигляді окремих скупчень та фрагментів у пісковиках, мергелях та пластах слабометаморфізованого кам'яного та бурого вугілля.

Родовища гагату знаходяться у Великій Британії (Вітбі), Польщі, Іспанії, Чилі, Туреччині, США (Нью-Мексико, Юта, Колорадо), Індії, Китаї, В'єтнамі, Україні (поблизу Бахчисараю), Росії (Північний Кавказ) та ін. Видобування гагату та мода на нього почалися у XIX ст. у Великій Британії. камінь досі видобувається у Йоркширі, де його пласти відслонюються у кліфі морського узбережжя.

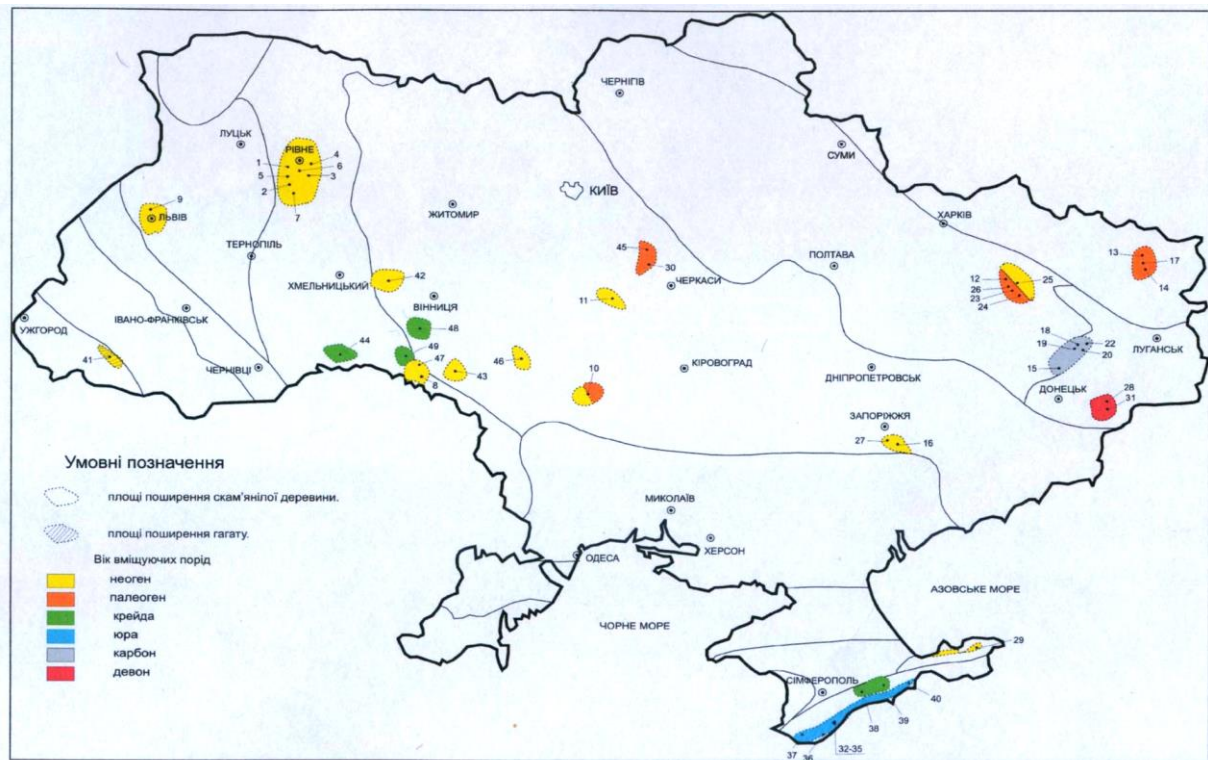


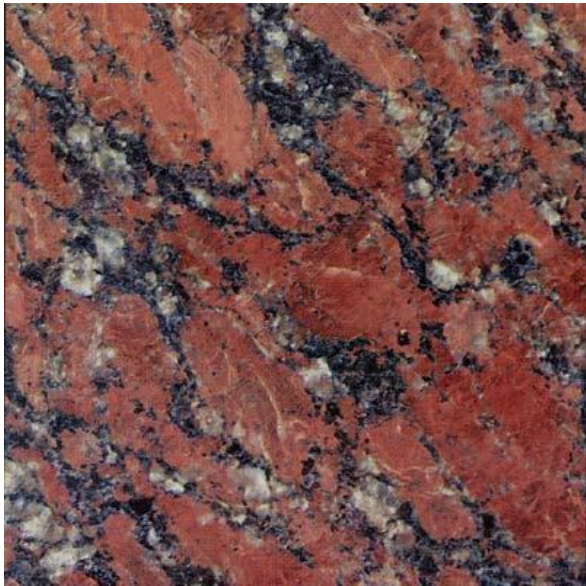
Рис. 3.26. Схема розповсюдження скам'янілого дерева на території України (за В.А. Нестеровським)

3.15. Родовища гранітів, габро, лабрадоритів

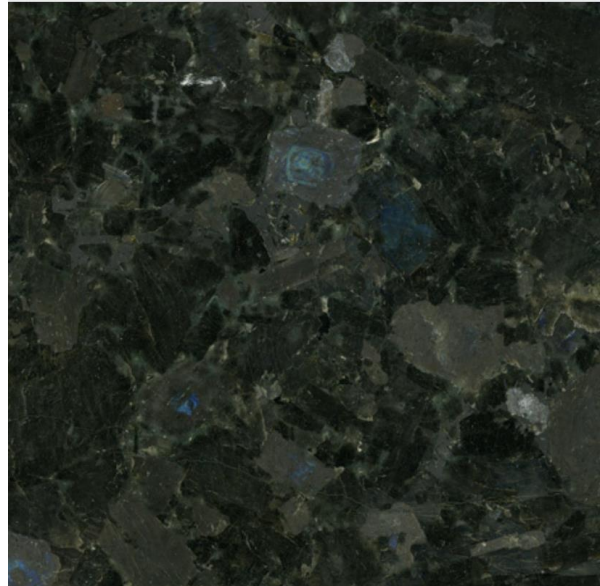
Граніти, габро і лабрадорити відносяться до плутонічних магматичних порід, що утворюються на значних глибинах. Дані види кам'яної сировини активно використовуються як будівельне каміння. З них виготовляють будівельні блоки, поліровану облицювальну плитку, а відміни, що мають гірші декоративні властивості або підвищену тріщинуватість, розробляють на бут та щебінь. Найціннішими за вартістю є декоративні різновиди.

Україна є одним з провідних постачальників декоративного каміння на світовий ринок. Українські граніти є одними з найкращих облицювальних каменів. Лабрадорити, що розробляються лише у чотирьох місцях в світі, є одним з найцінніших видів корисних копалин що постачає Україна. Також останнім часом значно збільшилися обсяги видобування вітчизняного габро (рис. 3.27, 3.28).

Слід зауважити, що на відміну від лабрадоритів і габро, гранітні породи можуть мати різний генезис. Порода, яка у будівництві класифікується як граніт часто представлена гранітоподібними породами ультраметаморфічного походження (мігматити, граніто-гейси тощо). Також є ціла низка гірських порід – гранітоїдів, близьких за складом до гранітів, які часто можна відрізнити від граніту лише за допомогою мінералого-петрографічного аналізу.



А



Б

Рис. 3.27. Найвідоміші різновиди декоративного каміння України:

А – граніт Капустинського родовища (Кіровоградська область); Б – лабрадорит Осниківського родовища (Житомирська область)



Рис. 3.28. Діючий Токівський гранітний кар'єр. Дніпропетровська область, Україна

Граніт – магматична інтрузивна порода із вмістом SiO_2 68 – 73 %. Мінеральний склад гранітів: польові шпати – 45 – 65 %, кварц – 25 – 35 %, мафічні мінерали (біотит, рогова обманка, мусковіт, гранат, піроксен) – 0 – 3 %.

Гранітоїди – гірські породи, близькі за складом до гранітів, які макроскопічно на них схожі: гранодіорити, тоналіти, трондєміти, сієніти, монцоніти, лейкограніти, лейкоплагіограніти та ін.

Колір гранітів зумовлений кольором мінералів, що їх складають:

Калієві польові шпати – жовті, червоні, рожеві.

Плагіоклаз – сірий, темно-сірий, білий.

Кварц – сірий, безбарвний.

Рогова обманка, епідот – зелений, темно-зелений.

Біотит – чорний, коричневий.

За малюнком граніти поділяються на рівномірнозернисті, порфіроподібні та граніти рапаківі.

Можливість використання гранітів як блочного та облицювального каміння залежить від ступеня тріщинуватості, яка, у свою чергу, зумовлює розмір блоків, які можна отримати (табл. 3.1).

Таблиця 3.1

Групи блоків природного каміння в залежності від їх об'єму

Група	Об'єм, м ³
I	понад 5,0
II	3,51 – 5,00
III	2,01 – 3,5
IV	1,01 – 2,0
V	0,71 – 1,0
VI	0,01 – 0,7

Гаобро та лабрадорити за генезисом є глибинними (плутонічними) породами основного складу. Всі зазначені породи відносяться до групи габроїдів та мають багато видів. З точки зору петрографії, гірські породи, у яких переважають основні плагіоклази, мають назву анартозитів.

Габро – магматична плутонічна порода основного складу з повнокристалічною структурою, що утворюється при кристалізації базальтової магми. Мінеральний склад габро: плагіоклаз, піроксен, іноді – олівін, кварц, рогова обманка.

Лабрадорит – магматична інтрузивна порода родини габро, переважно складена основним плагіоклазом-лабрадором (№ 50 – 70) та меншою кількістю піроксену й інших мінералів. Відрізняється ефектом іризації. Вперше лабрадорити було знайдено на острові Пол біля півострова Лабрадор (Канада). Сьогодні Україна є одним з головних виробників лабрадориту в світі. Видобуток проводиться в Житомирській області.

Утворення всіх зазначених порід пов'язане з глибинним магматизмом. Магма кислого (гранітна) або основного (базальтова) складу, проникаючи у верхні шари літосфери застигає, утворюючи відповідні тіла або інтрузії (батоліти, штоки, лополіти, лаколіти). Вважається, що гранітні батоліти і штоки утворюються при накопиченні магматичних тіл – діапірів. Діапіри утворюються у зонах субдукції – занурення одного блоку земної кори під інший. Це призводить до плавлення порід, що занурюються, у верхніх шарах мантії та перетворення їх на кислу магму. Оскільки магма кислого складу має меншу густину ніж оточуючі її породи, вона виштовхується у верхні шари. Також існують альтернативні точки зору, за якими кисла магма проникає у верхні шари літосфери по тріщинах і розломах і лише там утворює структури, що мають кулеподібне склепіння. Гранітна магма що, застигає у тріщинах застигає швидше та утворює так звані жильні граніти – дрібнозернисті апліти й аплітоподібні граніти, пегматити й пегматоїдні граніти, що зазвичай мають більш світле забарвлення. Пегматити, які формуються з кислої магми у більш крупних жильних інрузіях є також цінним декоративним каменем, особливо їх письмовий різновид.

Базальтова магма, з якої утворюються габро та лабрадорити, є більш рідкою. Вона проникає у верхні шари в зонах тектонічних порушень та, як і граніти утворює великі за площею інтрузивні тіла. При більш швидкій кристалізації у тріщинах, а також між пластами осадових порід з базальтової магми утворюються гіпабісальні (приповерхневі) породи – долерити, габро-долерити, діабази.

Гранітні та габроїдні породи найбільше поширені у зонах виходу на поверхню стародавніх кристалічних порід докембрійського віку. Дані підняття фундаменту платформ мають назву щитів (Український, Балтійський, Канадійський та ін.). Також граніти зустрічаються серед більш молодих порід палеозойського та мезозойського віку. Вони зазвичай виходять на поверхню в геосинклінальних зонах (горах), де глибинні породи здіймаються ближче до денної поверхні в результаті тектонічних процесів та відпрепаровуються екзогенними процесами.

3.16. Мармур, мармуризований вапняк, мармуровий онікс і травертин. «Руїнний мармур»

Мармур – метаморфічна гірська порода, що утворилась внаслідок перекристалізації вапняку або доломіту; є декоративним каменем. Мармур характеризується масивною текстурою, часто смугастою. Як і всі гірські породи, що мають у своєму мінеральному складі карбонат, мармур досить активно реагує на дію розчину кислоти HCl характерним «кипінням».

Найчастіше мармур використовується у створенні скульптур, а також в архітектурному мистецтві. Окрім цього, мармур використовується як облицьовувальне каміння.

За класифікацією генетичних типів дорогоцінного та виробного каміння (за В.П. Петровим) мармур відноситься до напівпрозорого виробного каміння, а

за класифікацією кольорового каміння (за Є.Я. Києвленком) мармур відносять до третьої групи – виробне каміння.

Мармур є вмісною породою для таких дорогоцінних та декоративних каменів як корунд, шпінель, лазурит, нефрит тощо.

Родовища мармуру поділяються на два генетичні типи: регіонально-метаморфічний і контактово-метаморфічний. Мармур може утворюватися як при зануренні великих блоків карбонатних порід на значні глибини (регіональний метаморфізм), так і при впровадженні магматичних інтрузій у товщу вапнякових відкладів (контактовий метаморфізм). Мармур зустрічається серед комплексів гірських порід різного віку – від протерозою до кайнозою. Більшість родовищ високоякісного мармуру в світі пов'язана з зонами альпійського орогенезу.

Основними виробниками мармуру в світі є Італія, Туреччина, Греція, США, Бразилія, Індія, Іран, Китай, Франція, Іспанія, Єгипет та ін.

Колір мармурів зумовлений домішками мінералів та речовин:

Білий мармур – майже без домішок;

Чорний, сірий – домішки графіту або бітуму;

Бурий, жовтий – лімоніт, піролюзит, сидерит;

Синьо-чорний – сульфіди заліза (пірит, марказит, піротин);

Бежевий – лімоніт, піролюзит;

Червоний, рожевий – гематит, лімоніт;

Зелений – серпентин, хлорит, епідот.

Найвідоміше у світі Каррарське родовище мармуру знаходиться в Італії у Апуанських Альпах поблизу м. Каррара. Мармур належить до апуанської серії тріас-юрського віку. Геологія регіону зумовлена процесами колізії Африканської плити та Європейського континенту з утворенням насувів. У період олігоцену – раннього міоцену таким покривом було поховано та занурено на значні глибини товщу вапняків і доломітів, які метаморфізувалися за умов зеленосланцевої фації. В результаті подальших тектонічних рухів у поєднанні з вивітрюванням палеозой-мезозойські породи було піднято на поверхню. Розробка каррарського мармуру ведеться з I тис. до н. е. Також, з каррарського мармуру було виготовлено більшість найвідоміших скульптур доби Відродження.

Не поступається якістю каррарському макранський мармур, що видобувається в Індії. З цього мармуру, зокрема, побудовано відому пам'ятку архітектури Тадж-Махал. Мармури Макранських родовищ мають протерозойський вік. Породи утворилися в результаті метаморфізму карбонатних відкладів Делійського басейну під час Делійського орогенезу близько 1,1 млрд років тому. В результаті зазначеного гороутворення утворилася складчастість, яка зумовлює вихід мармурів на поверхню у вигляді п'яти потужних крутопадаючих пластів.

З античних часів відомий чорний агроський мармур, який сьогодні є одним з найдорожчих видів декоративного мармуру (рис. 3.29).



Рис. 3.29. Аргоський мармур, Греція
(<https://stonenews.eu/el/esthitika-charaktiristika-ton-diakos/>)

Мармуризований вапняк – осадово-метаморфічна гірська порода, що утворилася внаслідок метаморфізації вапняку або доломіту, проте дії метаморфізму були недостатніми для утворення безпосередньо мармуру. Головними відмінностями мармуризованого вапняка від мармуру є його мікрокристалічна структура та наявність включень органічних решток.

Подібно мармуру, мармуризований вапняк широко використовується для будівельно-оздоблювальних робіт. Часто, при наявності яскраво вираженого текстурного малюнку, мармуризовані вапняки застосовуються як виробне каміння для створення декоративних елементів інтер'єру та прикрас. В Україні мармуризовані вапняки видобуваються у Криму поблизу с. Мраморне. Тут, на Біюк-Янкойському родовищі зустрічаються найбільш декоративні відміни: брекчієподібний (рис. 3.30) та кораловий вапняк.

Мармуровий онікс – осадова хомогенна порода, смугастий або зональний у розрізі натічний агрегат кальциту й арагоніту. Мармуровий онікс формується в результаті кристалізації діоксиду кальцію з термальних вод. Мармуровим оніксом також складені печерні натічні форми такі, як сталактити і сталагміти, якщо вони мають карбонатний склад. Смугастість мармурового оніксу буває різноманітною – паралельною, плейчатою, концентричною; завдяки цьому матеріал є цінним у створенні декоративних елементів та, особливо, прикрас. Родовища знаходяться в Єгипті, Ірані, Алжирі, Аргентині, Марокко, Мексиці, США.



Рис. 3.30. Брекчієподібний мармуризований вапняк. Родовище Мраморне, Крим, Україна

Травертин – осадова хомогенна порода з пористою текстурою, що складається з кальциту й арагоніту. Мармуровий онікс формується в результаті кристалізації діоксиду кальцію з вуглекислих вод. Родовища знаходяться в Італії, Туреччині, США, Ірані, Німеччині, Мексиці, Азербайджані, Хорватії та ін. Травертин добре піддається шліфуванню та поліруванню; цей матеріал часто застосовують як облицювальне каміння або в інших будівельних цілях. За класифікацією природного каміння України, травертин відноситься до класу декоративного каміння.

Відомою пам'яткою геології є відклади травертину Памук-Кале в Туреччині, утворення якого пов'язане з виходом на поверхню термальних джерел, з вод яких кристалізується пористий карбонатний агрегат.

Найвідомішим у світі родовищем травертину є Тіволі в Італії поблизу Риму (рис. 3.31). З тівольського травертину побудовано Собор Св. Петра, Колізей та багато інших пам'яток архітектури. Родовище знаходиться на границі між гірським пасмом Лукретілі, складеними карбонатними породами, та пагорбами Гвідонія, складеними глинистими та вулканічними відкладами. В розломній зоні між двома формаціями знаходиться артезіанський басейн Аква-Альбуле. Термальні води, насичені карбонатами, виходять на поверхню, утворюючи

невелике травертинове плато Тіволі. Родовище є найбільшим у світі травертиновим родовищем четвертинного віку.



Рис. 3.31. Родовище травертину Тіволі, Італія
(<https://www.pascucci.com/en/roman-travertine-rome.html>)

Одним з найдорожчих видів карбонатного декоративного каміння є так званий *«руїнний мармур»* (pietra paesina) (рис. 3.32). Руїнний мармур складається в основному з щільних вапняків та глини і майже виключно характерний для регіону Тоскана (Італія). Геологічний вік цих утворень – близько 50 мільйонів років тому (еоцен – палеоцен).



Рис. 3.32. Зразок флорентійського руїнного мармуру
(https://www.pietrapaesina.com/eng/pietra_paesina_firenze.html)

Назва походить від того, що цей камінь приховує всередині малюнки, схожі на роботу художника, але абсолютно природні, схожі на пейзаж. Основна

зона видобутку знаходиться навколо міста Флоренція в Тоскані, де склалися конкретні геологічні умови. Розробка ведеться з 1500 р. Камінь утворився в результаті кристалізації з мінералізованих розчинів у присутності заліза і марганцю. Використання даних порід є суто художньо-колекційним; камінь нарізають тонкими плитами, потім піддають шліфуванню.

3.17. Пісковик та кварцит

Пісковики і кварцити є одними з найбільш вживаних видів кам'яної сировини. За класифікацією гірських порід пісковик є осадовою уламковою породою, а кварцит – метаморфічною. Однак дуже часто міцні кварцові відміни пісковиків, як кам'яна сировина називаються кварцитами. Через це обидві гірські породи розглядатимуться разом.

Пісковик – уламкова осадова гірська порода, яка утворюється шляхом цементації піщаних (псамітових) уламків. Цемент у пісковиках може бути кварцовим, глинистим, карбонатним тощо. Пісковики мають переважно масивну або смугасту текстуру. Кольорові характеристики пісковиків можуть варіюватися в залежності від домішок. Наприклад, значна присутність заліза надає пісковикам жовтих, помаранчевих, іноді червоних, відтінків, присутність у складі агрегатів глауконіту надає зеленого відтінку.

Часто пісковики є вмісними породами для таких коштовних каменів як опал, бурштин, малахіт, бірюза, гагат та ін. Пісковики часто самі є декоративним матеріалом, який широко використовується в архітектурному оздобленні. Також пісковики застосовуються як абразивний матеріал і є сировиною для різноманітних галузей промисловості.

Пісковики класифікуються за розміром і складом уламків, а також за складом цементу і типом цементації. За розміром піщинок, що їх складають, пісковики поділяються на дрібнозернисті (0,1 – 0,25 мм), середньозернисті (0,25 – 0,5 мм), крупнозернисті (0,5 – 1,0 мм) та грубозернисті (1 – 2 мм). За складом уламків пісковики бувають мономіктовими (уламки складені одним мінералом), поліміктовими (уламки представлені кількома мінералами) та поліміктовими (уламки представлені фрагментами різних мінералів і гірських порід). За складом цементу пісковиків може бути кременистим (опал, халцедон), карбонатним (кальцит, доломіт та ін.), залізистим (оксиди і гідроксиди заліза), глинистим, слюдистим, кварцовим або не мати цементу взагалі при щільній упаковці уламкових зерен. Тип цементації пісковиків поділяється на базальний (цемент повністю оточує уламки), контактний (цемент існує лише на контактах між зернами), поровий (цемент заповнює пори між уламками, що торкаються одне одного) та регенераційний кварцовий (кварц утворює облямівки навколо уламкових зерен). Кварцові пісковики з регенераційним кварцовим цементом або без цементу часто іменують кварцитами. Так, на півночі Сумської та Чернігівської областей

бучацькі кварцові пісковики, що розробляються для отримання силікону, класифікуються як кварцити (рис. 3.33).



Рис. 3.33. Відслонення кварцитоподібного пісковика бучацької серії на місці стародавнього кар'єру часів Київської Русі, м. Новгород-Сіверський, Чернігівська область, Україна

Міцність пісковиків залежить, перш за все, від складу цементу і типу цементатії. Чим міцнішими є мінерали цементу й чим щільнішою є упаковка кластичних зерен, тим міцнішою є порода в цілому. Найміцнішими є кварцові пісковики з кварцовим цементом або без цементу із щільно стиснутими зернами. Найм'якшими зазвичай є пісковики з контактним цементом, що містять пори. Цемент у них, як правило, представлений м'яким залізистим, глинистим або іншим цементом.

Пісковики утворюються при цементатії пухких піщаних відкладів у результаті процесів діагенезу. Оскільки піски є одними з найбільш водопроникних порід, підземні води, що їх насичують, несуть крізь них велику кількість розчинних та колоїдних елементів. Останні поступово можуть випадати у осад між піщаними уламками, поступово їх цементуючи. Міцні відміни пісковиків зазвичай утворюються при подальшому діагенезі. Відбувається перекристалізація первинного цементу, з'являється щільна упаковка уламкових зерен.

Пісковики зазвичай залягають у формі пластів різної потужності серед фанерозойських відкладів. Також вони зустрічаються на родовищах пісків, де залягають у формі лінз та брил серед піщаних відкладів. Часто пісковики, що мають прибережно-морський генезис, зустрічаються у складі флішової формації, ритмічно перешаровуючись з алевролітами, аргілітами та іншими осадовими породами. Відслонення таких порід поширені у Криму, Карпатах та на Донбасі. Зокрема, міцний пісковик, що залягає тонкими пластами, часто використовують для отримання цінного облицювального матеріалу – «пісковика-плитняка». Пісковики, що утворюють потужні пласти і брили, використовується як бутове каміння, а щільні відміни, що мають певні декоративні властивості, також слугують пильним камінням, з якого виготовляють облицювальну плитку, будівельні блоки й архітектурні деталі.

Значні родовища пісковиків в Україні розташовані на території Тернопільської, Івано-Франківської, Хмельницької, Вінницької, Сумської, Луганської і Донецької областей. У світі найбільші родовища пісковиків розташовані на території США, Південно-Африканської Республіки та Німеччини. Видобуток пісковиків найчастіше відбувається відкритим способом – кар'єрами.

Кварцит – метаморфічна гірська порода, що складається переважно з зерен кварцу та утворилась внаслідок метаморфізму кварцових пісковиків, або окварцування магматичних та метаморфічних порід. Зазвичай кварцити мають білий та сірий відтінки, проте зустрічаються відміни рожевого, блакитного, зеленого та ін. кольорів – в залежності від мінеральних домішок, що впливають на його кольорову гаму.

Кварцити з високим вмістом SiO_2 (понад 95%) широко використовуються у металургії та інших галузях промисловості. Як декоративне каміння, кварцити часто застосовуються у будівництві та облицювальних роботах, а також в оформленні інтер'єрів та при створенні декоративних елементів.

На території України родовища кварцитів розповсюджені у Житомирській (Овруцьке родовище), Дніпропетровській, Кіровоградській та Запорізькій областях. Світове визнання мають родовища кварцитів у США, на території країн центральної Європи – Німеччина, Франція, Бельгія – в межах Рейнського масиву, а також у Польщі і Російській Федерації (Шокшинське родовище).

3.18. Гіпс (алебастр, ангідрит)

Гіпс – мінерал класу сульфатів. Складається з двоводного сірчаного кальцію (кальцію сульфат) ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Мінерал має густину $2,3 \text{ г/см}^3$, твердість 1,5 – 2,0 за шкалою Мооса (алебастр – до 3,3), білий колір та скляний блиск. Домішки, перш за все, гідроксидів заліза можуть надавати жовтуватого забарвлення.

Розрізняють:

- гіпсовий шпат – напівпрозорі, плоскі кристали;
- атласний шпат або уральський селеніт – волокниста будова кристалів (використовують для виготовлення недорогих ювелірних виробів);

- алебастр – дрібнозернистий (здавна має широке застосування в архітектурі і побуті).

За іншою класифікацією виділяють:

- крупнокристалічний та гігантторничталічний (гіпсовий шпат) (рис 3.34);
- листовий;
- лускуватий;
- волоконний.



Рис. 3.34. Гігантські кристали гіпсу у печері Найка, Мексика. Найбільший кристал – 11 м у довжину, 4 м у ширину, вага 55 т
(<https://www.acgmaterials.com/cave-crystals-giant-crystal-cave-naica-mexico/>)

Зазвичай гіпс утворює великі пластові осадові поклади разом з вапняками, мергелями, глинами і пісками. Виникає також при гідратації ангідриту і як вторинний продукт окислення сірчаних мінералів і сірки. Крім того, гіпс зустрічається як перевідкладений матеріал при гідрохімічних реакціях.

Утворюється в результаті відкладання з природних водних розчинів, наприклад на дні морів, що висихають. Відклади гіпсу дуже численні і мають світове поширення.

Алебастр (рис. 3.35) – специфічна відміна гіпсу, яка вирізняється більшою твердістю (до 3,0 і вище за шкалою Мооса) і тонкозернистою або прихованокристалічною будовою агрегатів зерен. Алебастр добре полірується, але потребує менших зусиль і витрат під час обробки, даючи матеріал такої самої якості, як й інші мінерали і породи, що використовують як виробне каміння, завдяки нижчій твердості порівняно з ними. Це пояснює популярність алебастру ще за античних часів, коли створювались справжні витвори мистецтва із

застосуванням досить простих технологій обробки. З часом сфера використання алебастру розширилась, і нині багато виробів з нього почали використовувати в побуті та для прикрашання інтер'єрів культових споруд, громадських закладів, житлових приміщень.



Рис. 3.35. Різьблення по алебастру (фрагмент) на фасаді палацу маркіза де Дос Агуас (Іспанія, XV ст.). Настільна лампа з алебастру. Зразки алебастру (<https://www.alamy.com/stock-photo/museo-nacional-de-ceramica-y-de-las-artes-suntuarias-gonzalez.html>)

Виділяються такі морфогенетичні різновиди гіпсу: крупнокристалічний і дрібнокристалічний. Крупнокристалічний гіпс зароджувався на межі розділу «осадок – розчин» у результаті дуже повільного випаровування поверхневих вод. Завдяки стабільним умовам гіпс утворював крупні видовжені індивіди. Періодично процес природного гіпсоутворення переривався в результаті седиментації дрібнокристалічного гіпсу, який зароджувався в приповерхневих горизонтах водної товщі басейну. Осаджувався дрібнозернистий гіпс епізодами, тимчасово ускладнюючи кристалізацію природного гіпсу в результаті його захоронення. Основою такого утворення гіпсу є формування його в умовах періодичної зміни солоності і сезонного коливання температури вод басейну. У цій зміні нічим не виділяється етап формування алебастрової відміни гіпсу. Як і інші різновиди, алебастр утворював звичні пластові і лінзовидні тіла невеликої потужності (від декількох сантиметрів до десятка сантиметрів), узгоджено залягаючи в розрізі

Гіпс, алебастр і ангідрит входять до групи галогенних порід. Згідно з евапоритовою теорією галогенезу, ці породи є важливою частиною глобального кругообігу речовини на Землі, вони випадають в осад після карбонатів, коли концентрація солей починає перевищувати початкову концентрацію в морській воді у 2 – 12 разів, за ними в осад випадає кам'яна сіль. Гіпс утворює в осадових породах пластові поклади товщиною до 45 м, протяжністю до десятків кілометрів.

Гіпсові й ангідритові товщі є типовими хемогенними утвореннями, які накопичувались в умовах засолених лагун в областях із сухим і гарячим кліматом. У геологічній історії України подібні палеогеографічні умови були у девоні, пермі, юрі і неогені. Гіпсоангідрити накопичились на північно-західному зануренні Донбасу (Бахмутська і Кальміус-Торецька улоговини), у зоні сполучення Волино-Подільської плити й Передкарпатського крайового прогину (Верхнє Придніпров'я), у Кримській складчастій області (Керч), Дніпровсько-Донецькій і Закарпатській внутрішніх западинах. Найбільші родовища: Артемівське і Східно-Покровське (Донецька область), Сков'ятинське (Тернопільська область), Кам'янське і Троянське (Івано-Франківська область).

3.19. Чароїт

Назва чароїту походить від річки Чара в Якутії. Мінерал належить до водних ланцюжкових силікатів K, Ca, Na, Ba, Sr. Колір чароїту бузковий до насиченого фіолетового, колір риски білий, блиск шовковистий, перламутровий. Густина мінералу складає 2,53 – 2,58 г/см³, твердість за шкалою Мооса – 5 – 5,5.

Чароїт утворює суцільні тонковолокнисті, радіально-променисті агрегати – гірську породу – чароїтит, яка на ринку декоративного каміння теж носить назву чароїту (рис. 3.36). Окрім чароїту, в породі містяться егірин, польові

шпати, пірит, халькопірит, тинаксит. Усього в чароїтових породах встановлено понад 40 рідкісних мінералів. Егірін зазвичай утворює променисті кристали чорного кольору, польовий шпат має зеленкуватий відтінок, тинаксит має жовте забарвлення, сульфіди мають золотистий колір і металевий блиск. Всі ці мінерали разом з чароїтом формують особливу декоративну текстуру. Порода має контактово-метасоматичне походження та утворюється на контакті лужних трахіт-сієнітів з мармурами. Уперше зразки з незвичайним бузковим забарвленням між річками Чара і Токко (Оленьокський р-н, Республіка Саха (Якутія), РФ) знайшов геолог В.Г. Дітмар у 1948 р. під час проведення геологічної зйомки. У 1973 р. геологами В.П. Роговою, Ю.Г. Роговим і Ю.А. Алексєєвим було відкрито родовище чароїту «Бузковий камінь» (рис. 3.37). Воно знаходиться в межах Мурунського лужного масиву у північно-західній частині Алданського щита. Загальна площа поширення чароїтових порід складає близько 10 км³. Вік товщі – близько 134 млн р. (валанжинський ярус нижньої крейди). У 1977 р. було офіційно затверджено назву нового мінералу «чароїт». На сьогодні родовище є практично виробленим.



Рис. 3.36. Текстура чароїту

(<https://www.livemaster.ru/topic/2726255-ultrafiolet-tsvet-2018-goda-i-kamen-charoit>)



Рис. 3.37. Відслонення чароїту (<https://vplate.ru/kamni-i-mineraly/charoit/>)

При виготовленні виробів необхідно враховувати, що особливістю чароїтитів є їх підвищена радіоактивність, спричинена включеннями деяких мінералів (еканіт). Тому на родовищі при веденні геологорозвідувальних і видобувних робіт здійснюється радіаційний контроль, і сировину з аномальними значеннями радіоактивності складують до спеціального відвалу (могильника).

Контрольні питання

1. Назвіть самоцвітне каміння групи халцедону та наведіть та наведіть особливості утворення певних різновидів.
2. З якою геологічною формацією пов'язані найбільші родовища агатів Бразилії та Уругваю? Назвіть їх генетичний тип.
3. Дайте визначення термінам «яшма» та «яшмоїд». Назвіть найвідоміші родовища яшм і яшмоподібних порід.
4. Який напівдорогоцінний камінь утворюється у корах вивітрювання мідних сульфідних та мідно-залізорудних родовищ? Де сьогодні знаходяться найбільші його родовища?
5. Назвіть основні різновиди самоцвітного каміння залізисто-кременистих формацій. Поясніть особливості їх утворення.

6. З якими геологічними процесами пов'язане утворення епідозитів, унакитів і декоративних тектонітів. З якими геологічними формаціями пов'язані їх родовища в Україні?

7. Назвіть основні генетичні типи родовищ лазуриту і основні райони їх видобування у світі.

8. Якими є основні типи родовищ родоніту? Назвіть основні країни-виробники.

9. Чим зумовлені кольорові особливості декоративного кварцу?

10. Поясніть особливості формування обсидіану та особливості їх залягання у лавових потоках. Назвіть основні райони їх поширення у світі.

11. Яким є мінеральний склад нефриту? Назвіть основні генетичні типи родовищ.

12. Який напівдорогоцінний камінь групи піроксену є метаморфічним породоутворюючим мінералом глаукофанових сланців та утворює мономінеральні скупчення у серпентинітах? Назвіть основні райони його поширення у світі.

13. До яких мінеральних видів належать амазоніт, сонячний та місячний камінь?

14. Родовища якого напівдорогоцінного каменя пов'язані із з кораами вивітрювання порід, що містять фосфор, сульфід міді або пірит з домішкою міді.

15. Що називають скам'янілим деревом? З яких мінералів воно складається?

16. Поясніть спосіб утворення родовищ гагату. До якого типу порід за походженням він відноситься?

17. Назвіть головні мінерали гранітів. Наведіть залежність кольорових характеристик гранітів від мінерального складу.

18. Назвіть найвідоміші торгові марки українських гранітів, габро і лабрадоритів.

19. У чому полягає відмінність між мармуром та вапняком?

20. Який генезис мають мармуровий онікс і травертин? Назвіть основні країни-виробники.

21. Поясніть спосіб утворення пісковиків з піщаних відкладів.

22. Яким є генезис кварцитів? Назвіть основні галузі їх застосування?

23. Який генезис мають родовища гіпсу та ангідриту. Наведіть приклади застосування даних мінералів.

АБЕТКОВИЙ ПОКАЖЧИК

- Агат 64
Адуляр 89
Алебастр 106
Алмаз 15
Альмандин 37
Амазоніт 88
Аметист 40
Аметрин 43
Ахроїт 53
Берил 33
Бірюза 91
Бурштин 47
Вапняк мармуризований 101
Верделіт 53
Габро 98
Гагат 95
Гірський криштал 42
Гіпс 106
Гранати 35
Граніт 96, 98
Гранітоїди 98
Гросуляр 38
Демантоїд 38
Джеспіліт 72
Димчастий кварц 42
Епідот 74
Епідозит 74
Жадеїт 85
Імпактити 22
Індиголіт 53
Кварц 40
Кварц кольоровий 81
Кварцит 106
Кімберліт 18
Корунд 23
Котяче око 72
Кремін ь декоративний 69
Лабрадор 89
Лабрадорит 98
Лазурит 76
Лампроїт 22
Малахіт 70
Мармур 99
Мармур руїний 103
Мармуровий онікс 101
Місячний камінь 89
Моріон 42
Нефрит 83
Обсидіан 81
Олександрит 31
Опал 44
Піроп 35
Пісковик 104
Родоніт 79
Рубін 23
Рубеліт 53
Сапфір 23
Скам'яніле дерево 94
Смарагд 28
Соколине око 72
Сонячний камінь 89
Спесартин 38
Сподумен 60
Танзаніт 57
Тектоніти декоративні 75
Тигрове око 72
Топаз 33
Травертин 102
Турмалін 53
Уваровіт 38
Унакіт 74
Халцедон 62
Хризоберил 31
Хризоліт 55
Хризопраз 62
Цаворит 38
Циркон 60
Цитрин 42
Чароїт 109
Шерл 56
Шпати польові 88
Шпінель 58
Яшма 67
Яшмоїд 67

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Самоцвіти України: навч. пос. / П.М. Баранов, С.В. Шевченко, О.А. Проскураков, Л.І. Цоцко, О.П. Матюшкіна. – Д.: Національний гірничий університет, 2013, 85 с.
2. Самоцветы Украины: в 3 т. / [Баранов П.Н., Хоменко Ю.Т., Цюпко С.В. и др.] – К.: Ювелир-пресс, 2005. – Т. 1: Самоцветы Среднего Побужья. Агаты Рафаловского месторождения. Декоративные тектониты Среднего Приднепровья и Приазовья. – 2005. – 64 с.
3. Самоцветы Украины: в 3 т. / [Баранов П.Н., Ганоцкий В.И., Хоменко Ю.Т. и др.] – К.: Ювелир-пресс, 2006. – Т. 2: Джеспилиты. – 2006. – 100 с.
4. Самоцветы Украины: в 3 т. / [Баранов П.Н., Константинов А.В., Цюпко С.В. и др.] – К.: Ювелир-пресс, 2008. – Т. 3: Коллекционные камни Керченского полуострова. – 2008. – 84 с.
5. Буканов В. В. Цветные камни. СПб., 2001.
6. Вермуш Г. Алмазы в мировой истории и истории об алмазах. М., 1988.
7. Гаранин В.К. Введение в минералогию алмазных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. – 200 с.
8. Гулій В., Бояр Г., Бояр А., Огорілко Я. Алебастр Західної України: речовинний склад, походження, історичне і культурне значення // Коштовне та декоративне каміння. – №3. – 2015. – С. 4 – 9
9. Гулій В.М., Борняк У.І., Костюк О.В., Степанов В.Б. Родовища алебастру Галичини // Коштовне та декоративне каміння. – 2019. – № 3. – С. 15 – 24.
10. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1983. – 263 с.
11. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. – 279 с.
12. Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмшева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. Москва: Недра, 1987. – 223 с.
13. Корнилов Н. И., Солодова Ю. П. Ювелирные камни. М.: Недра, 1986. – 282 с.
14. Минералогия Приазовья / [Лазаренко Е.К. и др.] – К: "Наукова Думка", 1980. – 432 с.
15. Нестеровський В.А. Генетичні типи та декоративні різновиди опалів України // Коштовне та декоративне каміння.- №4(22).- 2000.- С.17-22.
16. Нестеровський В.А. Геологія і гемологія скам'янілої деревини території України // Наук. Вісник НГУ.- 2005.- №9.- С. 48-55.
17. Нестеровський В.А. Геологія і гемологічна оцінка мармурового оніксу Волино-Поділля // Коштовне та декоративне каміння.- 2006.- №3 (45).- С. 14-21.
18. Нестеровский В.А. К вопросу о попутной добыче камнесамоцветного сырья в горнодобывающих регионах Украины // Наук. Вісник НГУ.- 2003.- №9.- С.62-63.

19. Нестеровский В.А., Гелета О.Л. Яшма та її декоративні різновиди // Коштовне та декоративне каміння.- 2020.- №3.- С. 7-16.
20. Нестеровский В.А., Кучинська О.П., Старенький О.С. Незаконне видобування бурштину та заходи боротьби з ним // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2020.- №3.- С. 62-70.
21. Остафійчук Н.М. Геолого-промислова характеристика та класифікація пегматитів волинського родовища п'єзокварцу // Коштовне та декоративне каміння. 2010, № 3, 22 – 25.
22. Посухова Т.В. Кимберлиты – природные сверхглубокие скважины. Соросовский образовательный журнал. Т. 6, № 5, 2000. – С. 57 – 63.
23. Самсонов Я. П., Туринге А. П. Самоцветы СССР. М., 1984.
24. Семенов В. Б. Малахит, Т.І, 2. Свердловск, 1987.
25. Смит Г. Драгоценные камни. М., 1980.
26. Шмиг Р.А., Боярчук В.М., Добрянський І.М., Барабаш В.М. Термінологічний словник-довідник з будівництва та архітектури. Львів, 2010. – 222 с.
27. Сурова В.М., Ляшок В.І. Гемологічні характеристики мармуризованих вапняків Криму // Коштовне та декоративне каміння. 2014, №2. 22-25
28. Juchem, P.L. (2014). Gem materials in Rio Grande do Sul State, Brazil: a field trip guide.
(<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/147027/000998900.pdf>)
29. Barron, A.J. Mark. Carrara Marble. *Mercian Geologist*, 2018, 19 (3), 188 – 194.
30. Eggleton, R.A., Gerald., J.F., Foster, L. (2011). Chrysoprase from Gumigil, Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 58:7, 767 – 776.
31. Shigley, J.E., Laurs B.M., Renfro N.D. (2009). Chrysoprase and prase opal from Haneti, Central Tanzania. *Gems & Gemology*, Vol. 45, No. 4, 271 – 279.
32. Giuliani, G., Groat, L.A., Marshall, D., Fallick, A.E. and Branquet, Y. (2019) Emerald Deposits: A Review and Enhanced Classification. *Minerals*, 9, 105. doi:10.3390/min9020105
33. Giuliani, G., Groat, L.A. (2019). Geology of Corundum and Emerald Gem Deposits. *Gems & Gemology*, Vol. 55, No. 4, 464 – 489.
34. Ozcelik, M., Leventeli, Y. (2019). Geological features and marble production qualities of Western Turkey. *Mining of Mineral Deposits*, 13 (1), 66 – 71.
35. Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Groat, L., Fagan, A.J. (2014). The Geology and Genesis of Gem Corundum Deposits. In book: *The Geology of Gem Deposits*, p. 29 – 112.
36. Kostov, R.I. (2006). Review of the mineralogical systematics of jasper and related rocks. *Geology and Mineral Resources*, 13, 9, 8 – 12.
37. Re, A., Lo Giudice, A., Angelici, D., Calusi, S., Giuntini, L., Massi, M., Pratesi, G. (2011). Lapis lazuli provenance study by means of micro-PIXE.

- Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*. DOI: 10.1016/j.nimb.2011.02.070
38. Coenraads, R.R., Canut de Bon, C. (2000) Lapis lazuli from the Coquimbo region, Chile. *Gems & Gemology*, Vol. 36, No. 1, pp. 28 – 41.
 39. De Filippis, L., Anzalone, E., Billi, A., Faccenna, C., Poncia, P.P., Sella P. (2013). The origin and growth of a recently-active fissure ridge travertine over a seismic fault, Tivoli, Italy. *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.019>
 40. Councell, L. (2016). Hydrothermal Formation of Unakite in the Blue Ridge Mountains, Virginia: A Geochemical Analysis (<https://www.geol.umd.edu/undergraduate/paper/councell.pdf>)
 41. Zuowei Yin, Cui Jiang, M. Santosh, Yiming Chen, Yi Bao, and Quanli Chen. (2014). Nephrite jade from Guangxi province, China. *Gems & Gemology*, Vol. 50, No. 3, pp. 228 – 235.
 42. Kowalska, M., Kasiński J.R., Kramarska, R., Szamałek, K. (2017). BURSZTYN. PROJEKT: Działalność informacyjna państwowej służby geologicznej w zakresie udostępniania danych nt. występowania i dostępności surowców mineralnych o podstawowym znaczeniu dla gospodarki narodowej i bezpieczeństwa energetycznego Polski.
 43. Pezzotta, F. (2010). Andradite from Antetetzambato, North Madagascar. *Mineralogical Record*, 41 (3), 209 – 229.
 44. Cairncross, B. (2011). The National Heritage Resource Act (1999): Can legislation protect South Africa's rare geoheritage resources? *Resources Policy*, 36 (3), 204 – 213. DOI: [10.1016/j.resourpol.2011.04.002](https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2011.04.002)
 45. Vertriest, W., Girma, D., Wongrawang, P., Atikarnsakul, U., Schumacher, K. (2019). Land of Origins: A Gemological Expedition to Ethiopia. *Gems & Gemology*, Vol. 55, No. 1, 72 – 88.
 46. Hsu, T., Lucas, A., Pardieu, V. (2015). Splendor in the Outback: A Visit to Australia's Opal Fields. *Gems & Gemology*, Vol. 51, No. 4, 418 – 427.
 47. Alabaster of Aragon: the past, the present and the future / V. Guliy, J. Luis, U. Bornyak, V. Stepanov // Коштовне та декоративне каміння. - 2020. - № 2. - С. 22-27.
 48. Geographic Origin Determination of Alexandrite (2019). Z. Sun, A. Palke, J. Muyal, D. De Ghionno, Sh. McClure. *Gems & Gemology*, Vol. 55, No. 4.

КЛАСИФІКАЦІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ТА ФОРМИ ЇХ ПРОЯВУ

Види процесів	Різновиди та особливості	Геологічні результати
Тектонічні рухи	Коливальні (короутворюючі) – повільні висхідні, занурювання або горизонтальні рухи окремих блоків земної кори	Формуються загальні підняття земної кори, гірські споруди, морські западини, геосинклінальні прогини, рифтові зони
	Дислокаційні – тектонічні деформації гірських порід з утворенням складок, тріщин розрізів внаслідок рухів блоків земної кори	Гірські породи деформуються, серед них з'являються дислокації плікативного (складки) та диз'юнктивного (розриви, тріщини) характеру, внаслідок рухів – тектонічні землетруси
Магматизм – сукупність всіх геологічних процесів, рушійною силою яких є магма та її похідні	Інтрузивний (плутонізм) – комплекс явищ пов'язаних з утворенням магми та її перетвореннями у глибинах земної кори	Внаслідок кристалізації на глибині проривного силікатного розплаву (магми) утворюються тіла різноманітної форми, складені інтрузивними магматичними породами
	Вулканізм (ефузивний) – сукупність процесів та явищ, пов'язаних з переміщенням магматичних мас та їх проявом на земній поверхні	Формуються ефузивні гірські породи та інші утворення, пов'язані з діяльністю вулканічних апаратів наземного та підводного типів
Метаморфізм – перетворення в земній корі будь-яких порід під впливом температури, тиску та хімічних речовин	Контактовий – відбувається в зоні теплового та хімічного впливу магми на оточуючі гірські породи	Глини перетворюються у роговики, вапняки у мармури, кварцові пісковики у кварцити. Хімічні реакції з привнесенням та виносом речовини (метасоматоз) призводять до нового мінерало- та пороудоутворення
	Дислокаційний (динамометаморфізм) – відбувається переважно під впливом тиску в зонах контакту блоків порід, що рухаються	Формуються тектоніти – грубоуламкові або перетерті глиноподібні (мілоніти) породи
	Регіональний – відбувається в	Піщано-глинисті породи перетворюються у різноманітні сланці, гнейси, вапняки у

	глибоких прогинах земної кори під впливом температури, тиску, газів та розчинів	мармури, пісковики у кварцити, магматичні породи основного та ультраосновного складу в амфіболіти, серпентиніти, талькові та інші сланці	
	Ультраметаморфізм – відбувається з частковим плавленням порід та межує з магматизмом	Сланці, гнейси, амфіболіти та ін. частково або повністю розплавляються та в подальшому перетворюються у граніти та мігматити	
Вивітрювання – руйнація та хімічне розкладення порід на поверхні землі	Фізичне – руйнація порід внаслідок температурних коливань	Утворюються уламки порід (брили, щебінь, жорства)	З залишкових продуктів вивітрювання (елювію) формуються кори вивітрювання
	Хімічне – розкладення та перетворення мінералів порід за участю кисню, води, органічних сполук	Утворюються продукти вивітрювання у вигляді глин, латеритів, уламків порід та розчинів речовин	
Денудація – видалення та перенесення продуктів вивітрювання під впливом сили тяжіння у різноманітному середовищі	Сили гравітації проявляються безпосередньо на схилах	Відбуваються обвали, осипи, зсуви	
	Поверхневі текучі води здійснюють площинний та русловий стік	На схилах продукти вивітрювання змиваються вниз (площинний змив). Русловий стік внаслідок ерозії утворює яри, долини річок та тимчасових струмів	
	Льодовики руйнують породи при переміщенні та транспортують уламковий матеріал	Лід, що рухається, транспортує зруйнований матеріал, формує льодовикові долини – трого	
	Води у морях та озерах руйнують породи узбережжя хвилеприбійною діяльністю	Відбувається наступ води на сушу за рахунок абразії, швидкість якої залежить від висоти берегу, міцності порід та інших факторів	
	Підземні води розчиняють, вилугують породи та механічно їх руйнують	У розчинних породах (вапняки, солі) формуються карстові порожнини. При механічній руйнації пухких порід утворюються суфозійні порожнини, а на поверхні – вирви	
	Еолові явища – вітер, як агент денудації, видуває продукти вивітрювання (дефляція) та обточує породи піщано-алевритовим матеріалом (коразія)	Відбувається ерозія ґрунтів, з'являються еолові ерозійні форми рельєфу – заглиблення, ніші, стільникові форми та ін.	
	Акумуляція –	Гравітаційні явища	З'являються колновіальні відклади осипів,

накопичення осадку на дні водойм та у пониженнях рельєфу внаслідок діяльності природних факторів	формують відклади на схилах та біля їх підніжжя	обвалів, зсувів, які складаються з пухкого матеріалу.
	Поверхневі текучі води залишають осадовий матеріал на схилах, в долинах та гирлах водотоків	Формуються делювіальні, пролювіальні та алювіальні генетичні типи осадових порід
	Льодовики – відкладають перенесений матеріал	Формуються різноманітні льодовикові (гляціальні) та водно-льодовикові флювіогляціальні відклади порід у вигляді морен
	В морях, озерах, болотах процеси накопичення осадків залежать від типу водоймища та його параметрів	Утворюються різноманітні відклади, які складаються з уламків хімічних та органічних осадків, в тому числі торф та сапропель
Діагенез – перетворення пухких осадків у осадові гірські породи	Підземні води відкладають мінеральну речовину в порах, тріщинах та порожнинах порід	У карстових порожнинах утворюються сталактити, сталагміти та інші натічні форми. У пухких осадках відбувається цементация матеріалу
	Процеси діагенезу відбуваються внаслідок ущільнення, зневоднення, цементации осадків та хімічних перетворень у них	Формуються товщі осадових порід та корисні копалини, які з ними пов'язані

СПОСОБИ ТА МЕТОДИ ВИДОБУТКУ ДОРОГОЦІННОГО І ДЕКОРАТИВНОГО ПРИРОДНОГО КАМІНЯ

Дорогоцінний камінь	Спосіб видобутку	Метод видобутку	Знаряддя праці
Алмаз, рубін, сапфір, смарагд, олександрит, танзаніт, опал	Відкритий, підземний, комбінований	Буро-вибухові роботи, застосування машин і механізмів, ручний метод	Складна кар'єрна і шахтна техніка, відбійні молотки, прості знаряддя для відбору і промивання породи (лопата, лоток тощо)
Гранати, турмаліни, топази, берили, шпінель, кварц, циркон	Відкритий, підземний	Буро-вибухові роботи, застосування машин і механізмів, ручний метод	Механізована техніка, відбійні молотки, кувалди, прості знаряддя для відбору і промивання породи
Бурштин	Відкритий	Застосування машин і механізмів, ручний метод	Складна кар'єрна техніка, гідромонітори, механізовані мотопомпи, прості знаряддя для відбору і промивання породи
Лазурит, бірюза	Підземний	Ручний метод	Кувалди, молоти
Жадеїт, нефрит	Відкритий	Застосування машин і механізмів, ручний метод	Механізована техніка
Агат, халцедони, хризопраз, яшма, кремій, малахіт, джеспіліт, унакіт, родоніт, чароїт, обсидіан, дерево скам'яніле, польові шпати	Відкритий, комбінований	Застосування машин і механізмів, ручний метод	Механізована техніка, відбійні молотки, кувалди
Мармур, граніт, лабрадорит, габро	Відкритий	Видобуток блочного каменю із застосуванням спеціальних машин і механізмів	Алмазно-канатні пили, станки для буріння шпурів, техніка для підйому і перевезення блоків

48 КРАЇН, ЯКІ Є ГОЛОВНИМИ ПОСТАЧАЛЬНИКАМИ ДОРОГОЦІННОГО КАМІННЯ

**Східна Африка**

Ефіопія
Сомалі
Мадагаскар
Кенія
Уганда
Танзанія
Мозамбик
Замбія
Зімбабве
Малаві
Руанда

Центральна Африка

ДР Конго

Ангола

Західна Африка

Нігерія

Малі

Південна Африка

Намібія

ПАР

Центральна Азія

Афганістан
Таджикистан
Казахстан
Пакистан
Східна Азія
Китай
Індія
Шрі-Ланка
М'янма
В'єтнам
Таїланд
Камбоджа
Лаос

Інші країни**Євразії**

Іран
Туреччина
Росія
Чехія
Україна

Центральна Америка

Домініканська республіка

Гватемала

Гондурас

Південна Америка

США

Канада

Гренландія

Мексика

Південна Америка

Колумбія

Уругвай

Перу

Чилі

Болівія

Аргентина

Бразилія

Австралія і Океанія

Австралія

**ВИДОБУТОК ОСНОВНИХ ВИДІВ ДОРОГОЦІННОГО КАМІННЯ
(КРІМ АЛМАЗІВ) ЗА ДЕЯКИМИ КРАЇНАМИ**

<i>Країна</i>	<i>Лідерство у світі з видобутку</i>
М'янма	Жадеїт, рубін
Мозамбік	Рубін, турмалін Параїба
Гренландія (Данія)	Рубін, сапфір
Замбія	Смарагд
Колумбія	Смарагд
Бразилія	Смарагд, топаз-імперіал, турмалін Параїба
Шрі-Ланка	Сапфір
Мадагаскар	Сапфір
Індія	Сапфір
Танзанія	Танзаніт, цаворит
Австралія	Опал, сапфір
Ефіопія	Опал
Іран	Бірюза
В'єтнам	Шпінель
Таджикистан	Шпінель
Росія	Бурштин, нефрит, чароїт
Канада	Жадеїт
Афганістан	Лазурит
ДР Конго	Малахіт
Україна	Бурштин

СВІТОВИЙ ВИДОБУТОК АЛМАЗІВ
(<https://pubs.usgs.gov/periodicals/mcs2020/mcs2020.pdf>)

Країна	2018*	2019*
Ангола	7570	7500
Австралія	281	280
Ботсвана	17100	18000
Бразилія	251	250
Канада	23200	23000
Китай	99	100
ДР Конго	3030	3000
Гвінея	234	240
Лесото	1290	1300
Намібія	2400	2500
Росія	24200	25000
Сьєрра-Леоне	590	600
ПАР	7930	8000
Танзанія	328	400
Зімбабве	326	400
Інші країни	242	400
Усього в світі	89000	91000

*Одиниці вимірювання – тисячі карат

Навчальне видання

Шевченко Сергій Вікторович
Нікітенко Ігор Святославович
Косарєва Євгенія Валеріївна

РОДОВИЩА ПРИРОДНОГО КАМІННЯ

Навчальний посібник

Видано в редакції авторів

Підписано до видання 18.02.2021.
Електронний ресурс. Авт. арк. 5,3.

Підготовлено й видано
у Національному технічному університеті
«Дніпровська політехніка».
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 1842 від 11.06.2004.
49005, м. Дніпро, просп. Д. Яворницького, 19.