

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

**ЛІТОЛОГІЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ.  
ЧАСТИНА 2 (КАРБОНАТНІ ПОРОДИ)**

**Навчально-методичний посібник до лабораторних  
занять і самостійної роботи студентів напряму  
підготовки 6.04.01.03 – геологія**

**ЛЬВІВ – 2021**

**Літологічні методи досліджень. Частина 2:** навчально-методичний посібник до лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / укл.: О. В. Костюк, І. В. Побережська, У. І. Борняк – Львів: Львівський національний університет імені Івана Франка, 2021. – 116 с.

**Укладачі:** кандидат геологічних наук О. В. Костюк  
кандидат геолого-мінералогічних наук,  
доцент І. В. Побережська  
кандидат геологічних наук У. І. Борняк.

**Рецензент:** кандидат геолого-мінералогічних наук,  
доцент Л. М. Хомяк

**Відповідальний за випуск:**

кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент Л. З.  
Скакун

**Редактор:** Лариса Сідлович

**Відповідальний за друк:** Олена Старунько

*Затверджено  
на засіданні Вченої ради  
геологічного факультету  
(протокол № \_\_ від \_\_ червня 2021р.)*

## ВСТУП

Осадові утворення значно поширені на земній поверхні. Вони покривають понад 3/4 території континентів і левову частку дна морів та океанів, значну частину з яких становлять карбонатні породи. Відтак, важливо як найповніше вивчити як сучасні умови утворення та ретельно дослідити скам'янілі еквіваленти геологічного минулого для того, щоб розробити єдину класифікацію карбонатних порід, яку можна було б застосувати до непостійних за складом та різноманітних за будовою карбонатних порід.

Карбонатними породами називають осадові утворення, що містять понад 50% карбонатних мінералів. Головні мінерали – кальцит, доломіт, арагоніт, сидерит, магнезит. Серед домішок присутні глинисті мінерали, уламкові частинки, сульфіди і окисли заліза, залишки обвугленої речовини. Важливими породотвірними компонентами карбонатних порід є органічні залишки – форамініфири, моховатки, корали, криноїдеї, брахіоподи, вапнякові водорості тощо. Найхарактерніші представники групи карбонатних порід – вапняки, доломіти і породи змішаного складу.

Породи утворюють пласти, лінзи, конкреції. Іноді залягають у вигляді товщ потужністю сотень і тисяч метрів.

Сучасна літологія традиційно приділяє багато уваги розробці методів дослідження осадових порід і вдосконаленню випробуваних у часі методів вивчення осадових порід: макроскопічного опису, досліджень у шліфах, вивчень у імерсійних рідинах, методів забарвлення, термічного та хімічного аналізів тощо.

Упродовж 1930–1950 рр. вийшли у світ праці великої плеяди вчених, серед яких: В. П. Батурин, Л. Н. Ботвінкина, І. А. Преображенський, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухін, Г. І. Теодорович, А. В. Хабаков, М. С. Швецов та ін. В перші десятиліття ХХІ ст. зробили певний внесок у розвиток вченъ про літологію карбонатних порід праці А. В. Єжової, В. Г. Кузнецова, А. В. Маслова, О. В. Япаскурта. За останні роки у практиці літологічних досліджень застосовуються дані, отримані в результаті аналізу хімічного складу осадових порід, які дають змогу отримати нову і досить об'єктивну інформацію про процеси осадконагромадження. Усім цим питанням присвячені методичні вказівки до лабораторних робіт до курсу «Літологія», який покладений у основу створення інтерактивного курсу з Літології.

# 1. КЛАСИФІКАЦІЇ ТА ОСНОВНІ ТИПИ КАРБОНАТНИХ ОСАДОВИХ ПОРІД

## Карбонатні породи

Понад 115 років тому А. Гребо (1904) пояснив, що однієї назви “вапняк” є недостатньо для точної ідентифікації численних зразків, які геологи відносили до цієї групи порід. Тому він поділив карбонатні породи на три генетичні типи: гідрокластичний, біокластичний і біогенний (або органогенний). Серед головних параметрів у схемі класифікації карбонатних порід є хімічний (або мінеральний) склад, структура, гідродинамічна активність середовища осадонакопичення, ступінь діагенетичних і епігенетичних змін порід. Коротко розглянемо кожну з цих ознак. Карбонатні породи є досить поширені – до 20-25 % маси стратисфери Землі. Потужність формацій вапняків сягає 3–5 кілометрів, доломітів – 1 кілометра, натомість сидерити і магнезити утворюють шари потужністю в десятки та сотні метрів

## Класифікації карбонатних порід за мінеральним складом

**Мінеральний склад.** Ф. Петіджон (1949) зазначив, що вапняки утворюють полігенетичну групу порід і запропонував їх хімічну класифікацію, яка відображала поступові переходи серед карбонатних порід. Згодом, Р. Гуерего і С. Кеннер (1955), використовуючи науковий підхід Ф. Петіджона, розробили класифікацію системи вапняк – доломіт, яка базувалася на співвідношеннях молярних кількостей  $\text{CaO} / \text{MgO}$ . Згодом, С. Вишняков (1957) пропонує класифікацію карбонатних порід за вмістом вапністо-доломітового компонента (табл. 1).

Г. Чілінгар (1960) запропонував способи групування карбонатних порід за хімічним складом (табл. 2). Огляд великої кількості хімічних аналізів проведених Дж. Грінсмітом (1981) свідчить про те, що магній міститься лише у дуже невеликій кількості (менше 1 %) у скелетних частинах організмів складених з чистого арагоніту. Серед магнезіально-кальцитових раковин, найменший вміст магнію характерний для раковин видів тварин, що живуть у холодних водах. За температур вод, близьких до температури замерзання, вміст  $\text{MgCO}_3$  у скелетних частинах безхребетних змінюється від 0 до 6 %, тоді як за температур води 15° С і вище, вміст  $\text{MgCO}_3$  часто перевищує 11 % і досягає навіть 40 %.

Таблиця 1

**Класифікація вапнисто-доломітових порід з гіпсом,  
магнезитом, сидеритом кременистою речовиною,  
за С. Вишняковим, (1957)**

Вміст вапнисто- доломі- того компо- нента, %	Гіпсово- карбонатні породи	Магнезіально- доломітові (вапнисті) породи	Сидерито- вапнисті (доломітові) породи	Кременево- карбонатні породи
0-5	Гіпс	Магнезит	Сидерит	Кремінь (силікаліт)
5-25	Гіпс доло- мітистий (вапняко- вистий)	Магнезит доломітистий (вапняковистий)	Сидерит вап- няковистий (доломітистий)	Кремінь вап- няковистий доломіти- тий
25-50	Гіпс доломі- товий (вапнистий)	Магнезит доломітовий (вапнистий)	Сидерит вапнистий (доломітовий)	Кремінь вапнистий (доломітовий)
50-75	Доломіт (вапняк) гіпсовий	Доломіт (вапняк) магнезитовий	Вапняк (доломіт) сиде- ритовий	Вапняк (доломіт) кременистий
75-90	Доломіт (вапняк) гіпсовий	Доломіт (вапняк) магнезитовий	Вапняк (доломіт) сиде- ритовий	Вапняк (доломіт) кременистий
95-100	Доломіт (вапняк)	Доломіт (вапняк)	Вапняк (доломіт)	Вапняк (доломіт)

Таблиця 2

**Класифікація карбонатних порід за співвідношенням Ca /Mg  
(за Г. Чілінгаром, 1963)**

Назва породи	Межі вагових співвідношень Ca / Mg
Сильнодоломітовий вапняк	4,74–16
Доломітовий вапняк	16–60
Слабкодоломітовий (або магнезіальний) вапняк	60–105
Кальцитовий вапняк	>105

Кальцит, який містить менше 6 %  $MgCO_3$  називають низько магнезіальним кальцитом, а більше 11 %  $MgCO_3$  – високо магнезіальним кальцитом. Закисне залізо також може входити у кальцитову градку, призвівши до утворення групи мінералів відомих за назвою як залізисті кальцити.

Зерна доломіту  $CaMg(CO_3)_2$  містять понад 40 %  $MgCO_3$  тобто більше ніж зерна самого високо магнезіального кальциту. Але загальний вміст  $MgCO_3$  у вапняковій породі може не досягати такого вмісту, щоб у ній виник доломіт.

Кайе (1935) згрупував породи проміжні за складом між чистим вапняком і чистим доломітом (табл. 3).

Деякі доломітові породи разом з кальцитом і доломітом містять також і магнезит, і тому Є. К. Фролова (1955) запропонувала іншу класифікацію порід ряду доломіт – магнезит – вапняк (табл. 4).

Існує повний ізоморфний ряд між доломітом і феродоломітом  $CaFe(CO_3)_2$  з заміщенням іонів магнія на іони двохвалентного заліза у будь-яких співвідношеннях.

У природі спостерігається неперервна серія твердих розчинів  $CaCO_3$  –  $MnCO_3$  і обмежені серії  $CaCO_3$  –  $FeCO_3$  і  $CaCO_3$  –  $MgCO_3$ . Ізоморфне заміщення катіонів Ca у структурі кальциту на Mn, Mg чи  $Fe^{2+}$  супроводжується лінійною зміною параметрів елементарної комірки. Природні зразки у більшості випадків є ізоморфними домішками трьох і більше компонентів.

Таблиця 3

### Класифікація карбонатних порід ряду вапняк – доломіт (за даними Кайе, 1935)

Назва породи	Вміст, %	
	кальциту	доломіту
вапняк	>95	>5
магнезіальний вапняк	90–95	5–10
доломітовий вапняк	50–90	10–50
вапняковий доломіт	10–50	50–90
доломіт	>10	>90

Зазначимо, що багато доломітів є результатом діагенетичних змін у вапняках.

Мінеральний склад вапняків представлений уламковим

Таблиця 4

**Класифікація карбонатних порід ряду доломіт – магнезит – вапняк (за С. К. Фроловою, 1955)**

Назва породи	Вміст %		
	доломіт	кальциту	магнезиту
вапняк	5–0	95–100	–
слабкодоломітовий вапняк	25–5	75–95	–
доломітовий вапняк	50–25	50–75	–
вапняковистий доломіт	75–50	25–50	–
слабковапняковистий доломіт	95–75	5–25	–
доломіт	100–95	0–5	–
дуже слабко магнезіальний доломіт	100–95	0–5	–
слабко магнезіальний доломіт	95–75	–	5–25
магнезіальний доломіт	75–50	–	25–50
доломітовий магнезит	50–25	–	50–75
слабко доломітовий магнезит	25–5	–	75–95
магнезит	5–0	–	95–100

кварцом, аутигенним кремнеземом, сидеритом, анкеритом, глинистими мінералами і глауконітом а також різноманітними другорядними компонентами. До них відносяться уламкові і (або) аутигенні евгедральні кристали польового шпату, халцедону, піриту і бітумінозних (органічних) речовин (табл. 5).

Якщо вміст кожного з цих компонентів перевищуватиме 10% від загальної маси породи, це буде відображатися на їхній номенклатурі.

Г. І. Теодорович (1958) запропонував класифікацію вапняків, в основі якої розглядалися співвідношення кальциту ( $\text{CaCO}_3$ ), доломіту [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ] і глинистого матеріалу

Карбонатні породи можуть містити як глинисті також алевритові і

піщані домішки .

Таблиця 5

**Класифікація карбонатних порід, збагачених теригенним матеріалом (за даними В. Т. Фролова, 1992)**

Порода	Карбонати, %	Теригенна частина %
Вапняк (доломіт)	95–100	5–0
Алевритистий (піщанистий) вапняк (доломіт) з гравієм (з гальками)	75–95	25–5
Алевритовий (піщаний, гравійний, гальчний) вапняк (доломіт)	50–75	50–25
Вапняковистий (доломітовий) алевроліт (пісковик, гравеліт, конгломерат)	25–50	75–50
Вапняковистий (доломітистий) алевроліт (пісковик, гравеліт, конгломерат)	2–25	95–75
Алевроліт (пісковик, гравеліт, конгло-мерат)	0–5	100–98

За кількістю матеріалу називають породу піщаним (алевритовим) вапняком (доломітом), а у разі переважанні у кількості уламкового некарбонатного матеріалу – пісковик або алевроліт з вапняковим або доломітовим цементом. Також класифікації С. Г. Вишнякова (1930), М. С. Швецова (1958) розглядають змішані глинисто-карбонатні або карбонатно-глинисті породи. Зокрема, у класифікації карбонатних порід С. Г. Вишнякова (1930) в яких вміст глинистої домішки становить від 25 до 50% серед загальної кількості карбонатних речовин (рис. 1) такі породи називаються мергелями (табл. 6).

М. С. Швецов (1958) рекомендує змішані глинисто-карбонатні і карбонатно-глинисті породи називати за єдиними правилами номенклатури (наприклад, вапняками глинистими, глинами вапняковими чи ж вапняковистими) (рис. 2, табл. 7)

На основі цієї рекомендації, складені схеми класифікації карбонатних, та пов'язаних з ними глинистих порід. Термін “мергель”, як описовий, часто застосовують для тих сильно

глинистих вапняків та сильно вапняковистих глин, які вирізняються



Рис. 1. Класифікація карбонатних порід С. Г. Вишнякова (1930):

П – пісковик (пісок); Г – глина; М – мергель; Вапн. – вапняк; Д – доломіт; гл – глинистий; вапніст. – вапняковистий; дол. – доломітистий

Таблиця 6

## **Класифікація карбонатних порід, збагачених теригенним матеріалом (за Г. І. Теодоровичем, 1958)**

Назва породи	Вміст, %		
	глинистий матеріал	кальцит	доломіт
Глинистий вапняк	30–10	35–90	0–45
Слабкоглинистий доломітовий вапняк	5–10	90–45	5–47,5
Слабкоглинистий вапняк	5–10	95–85	0–5
Вапняк	0–5	100–90	0–5
Слабкодоломітовий вапняк	0–5	95–80	5–20
дolomітовий вапняк	0–5	80–65	15–35
Сильнодоломітовий вапняк	0–5	65–47,5	30–50

за своїми фізичними властивостями м'якістю.

Вчений І. Моллазала (1961) услід за М. С. Швецовим (1958) теж у класифікації вапняків пропонував брати до уваги склад породи. Відповідно до його схеми, до вапняків слід відносити ті породи, які містять більше ніж 50% кальциту і можливо арагоніту. Цей дослідник зазначив, що будь-яка порода, яка є різновидом

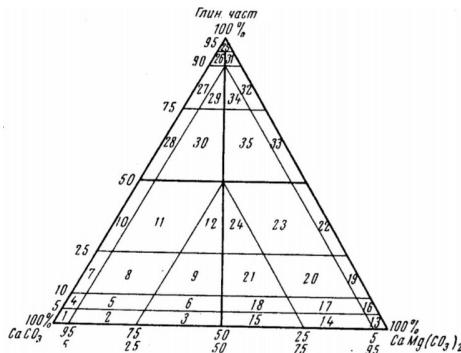


Рис. 2. Класифікація змішаних карбонатних і карбонатно-глинистих порід за М. С. Швецовим (1958)

Таблиця 7

**Номенклатура змішаних карбонатних  
і карбонатно-глинистих порід (за М. С. Швецовим (1958))**

№ поля за рис. 2	Назва породи	Вміст у %		
		каль- циту	доло- міту	Глини
1	вапняк чистий	100–90	0–5	0–5
2	вапняк доломітистий	95–70	5–25	0–5
3	вапняк доломітовий	75–45	75–50	0–5
4	вапняк слабко глинистий	95–85	0–5	5–10
5	вапняк доломітистий слабкоглинистий	90–65	6–25	5–10
6	вапняк доломітовий слабко глинистий	70–40	25–48	5–10
7	вапняк глинистий	80–70	0–5	10–25
8	вапняк доломітистий глинистий	85–50	5–25	10–25
9	вапняк доломітовий глинистий			
10	вапняк сильно глинистий (мергель)	75–45	0–5	25–50
11	вапняк діломітистий сильно глинистий (мергель доломісто- вапняковий)	70–25	5–25	25–50

продовження табл. 7

12	вапняк доломітовий сильно глинистий (мергель доломітово- вапняковий)	50–25	25–38	25–50
13	доломіт чистий	0–5	100–90	0–5
14	доломіт вапняковистий	5–25	95–70	0–5
15	доломіт вапняковий	25–50	75–45	0–5
16	доломіт слабко глинистий	0–5	95–85	5–10
17	доломіт вапняковистий слабко глинистий	5–25	90–65	5–10
18	доломіт вапняковий	25–48	70–40	5–10
19	доломіт глинистий	0–5	90–70	10–25
20	доломіт вапняковистий глинистий	5–25	85–50	10–25
21	доломіт вапняковий	25–45	65–40	10–25
22	доломіт сильно глинистий (мергель доломітовий)	0–5	75–45	25–50
23	доломіт вапняковистий сильно глинистий (мергель вапняковисто- доломітовий)	5–25	70–45	25–50
24	доломіт вапняковий сильно глинистий (мергель вапняково- доломітовий)	25–38	50–25	25–50
25	глина чиста	0–5	0–5	100–95
26	глина слабко вапняковиста	3–10	0–5	95–90
27	глина вапняковиста	5–25	0–5	90–75
28	глина вапнякова (мергель глинистий)	22–50	0–5	75–50
29	Глина доломітисто- вапняковиста (мергель глинистий доломітистий)	5–20	5–12	90–75
30	глина доломітисто- вапнякова (мергель глинистий доломітистий)	12–45	5–25	75–50
31	глина слабко доломітиста	0–5	3–10	95–90

32	глина доломіста	0–5	5–25	90–75
----	-----------------	-----	------	-------

продовження табл. 7

33	глина доломітова (мергель глинистий доломітистий)	0–5	20–50	75–50
34	глина вапняковисто- доломітиста	5–12	5–20	90–75
35	глина вапняково- доломітова (мергель глинистий доломітистий)	5–25	12–45	75–50

вапняку може містити не більше 50% домішок, або утворювати самостійні мінералогенічні форми, які асоціюють з доломітом, мінералами кремнезему (кварцовий пісок чи алеврит), силікатами, глинистими мінералами, бітумінозними мінералами тощо. І. Моллазал застосовував трикутну діаграму для того, щоб показати спектр вивчених ним карбонатних порід. У вершинах трикутника розміщені: 1) кальцит, який розташований у верхньому куті як головний компонент, 2) доломіт, нижній правий кут і 3) кремнезем та глина, які займають нижній лівий кут (рис. 3).

На схемі-діаграмі І. Моллазал показав головні поля розподілу мінерального складу карбонатних порід, що розташовуються через 20%, і таким чином вся площа трикутника складається з 20 трапецій та одного трикутника. Ці трапеції нумеруються з порядком зліва на право і зверху до низу, причому кожному номеру відповідають визначені процентні співвідношення породотвірних компонентів, які відповідають складу породи (рис. 3).

Наприклад, на цій діаграмі поле 1 відповідає складучистого кальциту (або “кальцитового” вапняку), 21 – доломіту, 5 – породи, яка складається приблизно на 75% (60-80%) з кальциту, 18% (16-24%) доломіту і 7% (4-16%) кремнезему і глинистих мінералів. Тому, у цьому випадку мінеральний склад карбонатної породи можна представити лише однією цифрою.

Отже, дослідники виділяють щонайменше сім різних форм поширення  $\text{CaCO}_3$  та  $\text{MgCO}_3$ ; 1 – кальцит, 2 – арагоніт, 3 – доломіт, 4 – магнезит, 5 – тверді розчини кальциту і доломіту, які, наприклад, трапляються у скелетних частинах організмів, 6 – несквегоніт і 7 – гідромагнезит.

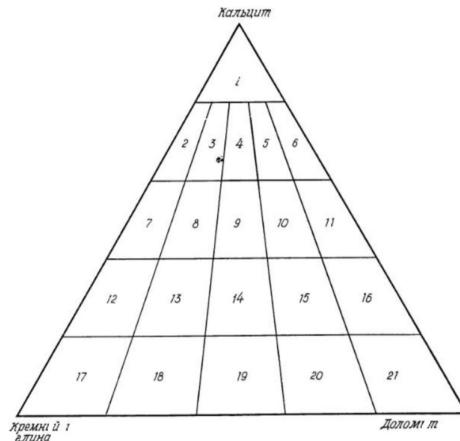


Рис. 3. Трикутна діаграма, яка ілюструє класифікацію карбонатних порід за І. Моллазалом (1961)

### Класифікації карбонатних порід за структурними особливостями

**Структура.** У класифікаціях Фолка (1959) і Данхема (1962) наголос зроблений на компонентах структури і породи. Ці класифікації базуються на результатах детальніших описів, ніж деякі схеми і мають перевагу у тому, що за певними структурними елементами можна зробити висновки про осадові і діагенетичні процеси.

У класифікації Фолка (1959) виділяють такі групи порід:

I Аллохемні – цемент зі шпатового кальциту (спариту).

II Аллохемні – матрикс з мікрокристалічного кальциту (мікриту і арагоніту).

III Ортохемні – головний компонент – мікрит.

IV Автохтонні рифтові породи.

V Доломіти заміщення

Підставою для такого групування порід було те, що більшість незмінених і частково-доломітизованих вапняків складається з трьох характерних компонентів – аллохем (уламків, мікриту і спариту).

Аллохеми – загальний термін для всіх різновидів дискретних карбонатних агрегатів, більшість з яких зазнало транспортування. Найважливіші різновиди аллохем – це *інтракласти, пелети (полоїди), ооліти або ооїди і раковини (органогенні уламки)*.

*Інтракласти* – це вапнякові або доломітові уламки, що

утворилися одночасно з осадкоутворенням у часі розмивання або сусідніх ділянок морського дна або відслоненіх карбонатних мулових рівнин. Розмір інtraklastів змінюється від піщаних зерен до гравію і валунів. Деякі уламки ймовірно утворилися в результаті обростання водоростями. Такі уламки називають *онколітами*.

*Пелети* – це овоїдні або сферичні зерна розміром, переважно 0,04–0,08 мм, які напротивагу оолітам і більшості інtraklastів не мають впорядкованої внутрішньої будови. Вони переважно представлені фекальними комками або ж водоростевими утвореннями.

До інших мінеральних зерен відносять уламкові, детритові, органогенні зерна, комки, згустки та зерна з оторочками.

*Мікритом* називаються такі частинки, які колись входили до складу вапнякового мулу, верхня межа розміру таких зерен становить 0,03 мм.

Лейтон і Пендекстер (1962) вважають, що відношення вмісту зерен до вмісту мікриту є вельми важливим для класифікації карбонатних порід. Ці співвідношення відкладаються на вертикальній вісі їхньої діаграми: співвідношення визначається за сумарним вмістом зерен (%) поділених на вміст (%) мулоподібного матеріалу (мікриту). Тобто:

Детритові зерна + Органогенні зерна + Пелети + Комки + Зерна  
Мікрит

До цих співвідношень входить як мікрит так і основна маса. Мікрит як вапняковий мул з афанітовою (до тонко кристалічної або тонкозернистої) структурою, тоді як основна маса представлена між зерновим інтерстиційним матеріалом, який буває важко віднести до будь-якого індивідума – детритових чи органогенних зерен, пелетів, зерен з оторочками чи комками.

Плюмей (1962) зазначає, що основну масу не можна прирівнювати до мікритового матеріалу оскільки основна маса – матеріал до складу якого воходять будь-які осадові частинки, матеріал який може бути як мікроクリсталічним так і зернистим.

*Спарит* представлений чистими зернами кальциту розміром понад 10 мкм. Спарит часто виповнює пустоти, які утворилися в результаті розчинення раковин, іноді повністю, іноді лише їхні верхні частини, а нижні частини у цих випадках заповнені тонкозернистим карбонатним детритом. Шпатовий кальцит слід чітко відрізняти від перекристалізованого кальциту, зерна якого

також можуть мати розмір понад 10 мкм. Перекристалізований кальцит – це вторинний продукт заміщення первинних карбонатів, і тому він переважно перетинає границі ранніх структур і текстур. За відсутності таких діагностичних ознак, ідентифікація шпатового кальциту ускладнюється і вже базується на низці таких ознак, як хвиляста форма границь зерен, «плаваючі» релікти і нерівномірний розподіл агрегатів складених зернами різного розміру.

*Цемент* формується кристалічними індивідами, які заповнюють простір між зернами. На думку Лейтон і Пендекстер (1962) у класифікації структур карбонатних порід важливо виділяти цементуючий матеріал та основну мінеральну масу. Як результат, ними виділено умовно три групи порід: ті в яких цементуючого матеріалу менше 10%; в яких цементуючого матеріалу від 10% до 50%, і нарешті, породи у яких переважає цементуючий матеріал.

*Пористість* важко оцінити кількісно при стандартному вивчені вапняків. Поровий простір змінюється залежно від способи укладки, сортuvання, форми і розміру зерен вапняків, а також від типу і розподілу цементу.

Отже, як зазначали Лейтон і Пендекстер (1962) більшість карбонатних порід характеризуються визначенім набором різних структурних компонентів, серед яких переважають чотири типи: 1) зерна, 2) вапняковий мул (мікрит), 3) цемент, 4) пори. Саме вони беруться за основу для класифікації карбонатних порід.

Якщо характеризувати компоненти карбонатних порід за розміром, то зерна – це перш за все дискретні частинки, які здатні формувати каркас породи, і тому вони подібні до піщаних і алевритових зерен у пісковиках і алевролітах. Нижню межу розміру зерен умовно прийняли за 0,03 мм (границя між середнім та крупним алевритом), оскільки зерна такого розміру ще добре розрізняються під бінокулярним мікроскопом. Назву структур, наведена деякими дослідниками у табл. 8 можна використовувати для зернистих і кристалічних різновидів.

Таблиця 8

### Класифікація карбонатних порід за розміром частинок

Розмір зерен, мм	Кринін (1948)	Хауел (1922)	Де-Форд (1946)	Петтіджон (1949)	Моллазал (1961)	Фолк (1959)	Чілінгар (1963)
4,0	Крупно-кристалічні (крупно-зернисті)	Макро-кристалічні	Мегазернисті	Яснозернисті	Кальцирудит	Крупно-	Грубо-кристалічні
2,0	Середньо-кристалічні					Середньо-	Дуже крупно-кристалічні
1,0						Дрібно-	Грубозернисті
0,5	Тонко-кристалічні	Мезозернисті	Мезокристалічні	Калькареніт	Крупно-	Крупнозерні	
0,25					Середньо-кристалічні	Середньо-	Середньо-зернисті
0,1					Мікро-кристалічні	Дрібно-	Дрібнозернисті
0,062					Пауро-зернисті	Тонко-кристалічні	Дуже дрібно-зернисті



За результатами власних досліджень І. В. Хворова (1958) запропонувала класифікацію карбонатних порід за розміром зерен: 1) грубозернисті (або крупнокристалічні)  $>1$  мм; 2) крупнозернисті – 0,5–1,0 мм; 3) середньозернисті – 0,25–0,5 мм; 4) дрібнозернисті – 0,1–0,25 мм; 5) дуже дрібнозернисті - 0,01–0,1 мм; 6) мікрозернисті < 0,01 мм; і 7) криптозернисті (пелітоморфні, криптокристалічні)  $<0,005$  мм.

Під час опису карбонатних порід важливо визначити кінцеві розміри частинок яснозернистих осадових карбонатних порід.

Крім того, В. Т. Фролов наводить (1992) наводить загальну генетичну класифікацію карбонатних порід (табл. 9)

Таблиця № 9  
Генетична класифікація карбонатних порід (без вулканоосадових), (за  
В. Фроловим, 1992)

А. Седиментогенні

Біогенні

Планктогенні: фіто-, зоогенні; бактеріальні, які далі поділяють за групами організмів і за фаціальними умовами (озерні, лагунні, западинно-шельфові, пелагічні та ін.).

Нектонні: цефалоподові та ін.

Бентосогенні: фіто-, зоогенні, біостромові (черепашниківі банки, водоростеві мати та ін.), біогермні, далі поділяють за групами організмів.

Копрогенні.

Хемогенні: активноводні (оолітові, онколітові та ін.) і тиховодні (мікритові) - присноводні, лагунні, шельфові, пелагічні.

Механогенні: колювіальні, алювіальні, печерні, водоймові, еолові, прибійні, припливні, підводно-флювіальні, турбідитні та ін.

Б. Метасоматичні й інтраструктуральні

Елювіальні

Субаеральні:

а) хемоалювіальні - панцирні, карбонатні (калькretи та ін.);

б) фізичний елювій - розвали кам'янисті карбонатні;

в) механічний елювій - перлювій (горизонти конденсації - вітрові, водні).

Підводні:

а) хемоелювіальні - панцирі ("тверде дно");

б) фізичний елювій - розвали кам'янисті;

в) механічний елювій - підводний перлювій (горизонти конденсації черепашок, сидеритових та інших карбонатних конкрецій і жовен).

Печерні й інші внутрішньокорові брекчії розчинення, обвалів (наприклад, у разі розчинення солей) - доломітові та ін.

Постседиментогенні

Діагенетичні - конкреційні: ізометричні конкреції, лінзи, пласти.

Катагенетичні - конкреції, гнізда, ділянки, лінзи, пласти, власне метасоматити (у разі карбонатизації інших порід), зони роздоломічування та ін.

Метагенетичні - ділянки метасоматозу, жили, гнізда.

Оскільки різні групи карбонатних порід мають свої характерні структурні особливості, їхні класифікації ми наводимо нижче.

### 1.1. Вапняки

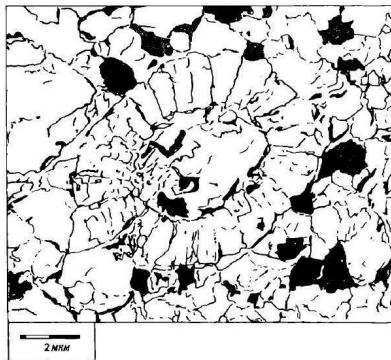
Вапняки, особливо у фанерозої, помітно переважають за розповсюдженістю над доломітами і тим більше над іншими карбонатолітами. Їх петрографічна різноманітність визначається перш за все максимальним структурним багатством (Дмітряєва та ін., 1969; Маслов, 1973; Уілсон, 1980; Ушакова, 1979; Хворова, 1958), за яким їм немає рівних серед інших гірських порід. Оскільки не тільки описати, але і перерахувати структурні петротипи тут неможливо, обмежимося основними. Інші петротипи виділяються за домішками, як карбонатними, так і іншими: глинистими, піщаними, кременевими, бітумними і т.д.

**Крейда** – один з найцікавіших типів мікритових вапняків, який відрізняється м'якістю (легко залишає слід на всіх предметах і матеріалах), повною ізотропністю фізичних властивостей, нешаруватістю, великою мікро капілярною пористістю (часто більше 40-50%), мулоїдними, або біотурбітовими, текстурами, які виявляються при змочуванні або просочуванні трансформаторним маслом (Бушинський, 1950), і специфічними структурами та складом (рис.4).

Основними компонентами крейди є коколіти (Шуменко, 1971) – найдрібніші ( $<0,005$  мм) фрагменти капсул планктонних золотистих водоростей – коколітофорид (до 75% і більше), інші біофрагменти нанопланктону, дрібні черепашки планктонних форамініфер – глобигерин (5-40%), птеропод, водоростеві сфери, інколи уламки черепашок іноцерамів і інших двостулок та гастropод. Генетично первинний осадок був біопланктоногенным, але він практично одночасно і повністю поїдався (біотурбіювався) мулоїдами і ставав відповідно біоелювієм.



*a*



*b*

Рис. 4. Крейда. *a* – зразок крейди, фото штуфа; *б* – релікти коколіту у крейді, крейдовий вік, Північна Ірландія. Фото під електронним мікроскопом (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)

При цьому втрачалась звична для мікритових відкладів тонко седиментаційна шаруватість, часто сезонна. Переважна приуроченість крейди до верхньої крейди пояснюється біологічним розквітом коколітофорид і малим теригенним стоком, речовина якого не досягала всіх місць нагромадження цих мулів. Фаціальні обстановки нагромадження крейдяних мулів різноманітні: середній і дальний, глибокий шельф, континентальний схил і дно океану. Крейдяні породи відомі з палеогену і неогену Присередземномор'я, з крейдяних, третинних, четвертинних і сучасних відкладів океанів.

**Мергелі** з першого погляду бувають подібними до крейди, але вміщують глинисту домішку (до 50%), з якою часто асоціюється темно-сірий пігмент – органічна речовина, яка надає породам сірий і темно-чорний колір. Вони бувають нешаруватими, біотурбірованими, складеними в основному з коколітів, але нерідко гірше (у порівнянні з крейдою) збережених, дещо перекристалізованих, і часто зберігають слабку літифікованість і м'якість (рис. 5). Але загалом мергелі більш різноманітніші за властивостями, складом, стратиграфічним і фаціальним розповсюдженням: відомі вони з палеозою і крім батіалі та шельфу формуються в лагунах та озерах. Часто мергелі тонкошаруваті, і їх шаруватість нерідко сезонна. Крім глинистої трапляється алевритова і тонкопіщана домішка теригенних і едафогенних (алохемових) мінералів, досить звична домішка глауконіту. Він разом з фосфатами доміщується і до крейди.



Рис. 5. Мергелі. *a* – зразок мергеля з гастроподами та двостулковими молюсками: *б* – зразок мергеля з амонітом

**Мікрозернисті вапняки (мікроальцитоліти, або мікроальциліти)** об'єднують різноманітні за генезисом мікроальциліти: первинно хемогенні, біохемогенні, вторинно мікритизовані, тонкоуламкові і діагенетичні. Мікрозернисті вапняки білі або забарвлені органічною речовиною у темно-сірий і чорний, а також у коричневий (у бітомінозних) колір, рідше бувають червоними, жовтими і зеленкуватими. Вони землисті, пелітоморфні, часто м'які, які брудяться, як крейда або мергелі, але також і міцні, фарфоровидні, з раковистим зломом, зазвичай, нешаруваті, за рахунок біотурбації, та тонкошаруваті, з міліметровою і більш тонкою шаруватістю, нерідко сезонною. В них розвиваються текстури заміщення, фунтикова і стилолітова. Вивчення у шліфах, а також під електронним скануючим мікроскопом виявляє мікрокристалічні гранобластові, мікробіоморфні суцільночерепашкові і суцільноскелетні (форамініферові, птероподові, сферові водоростеві, багряноводоростеві та ін.), мікробіодетритові (коколітові, коралові та ін.) і мікроуламкові, які виникають при перетиренні прибоем уламків вапняків до пилуватої розмірності.

В англійській літературі їх нерідко називають „альцитолітами” або „альципульверитами”, коли можна встановити їх хемогенне осадження. Р. Фолк (1959, 1973) і Р. Данхем (1962, 1969) розробили номенклатуру мікритових вапняків з врахуванням домішки зернистих компонентів (табл. 10). Дослідники розрізняли різновиди карбонатних порід на основі осадово-структурних ознак: ці різновиди включають 1) пелітоморфний вапняк (менше 10 % зерен), 2) вапнякову вакку (більше 10 % зерен), 3) вапняк з «контактовим цементом», 4)

зернистий вапняк, 5) баундстоун.

Таблиця № 10.

### Класифікація карбонатних порід, (за Р. Ж. Данхемом)

Структура розпізнається візуально						Структура не розпізнається візуально
Складові частини породи не дотикалися під час накопичення осаду				Складові частини породи контактували від початку		
Мул присутній представлений карбонатом глинисто-алевритової розмірності			Мул відсутній, зерна дотикаються між собою			
Зерна в стані зависі в мулі			Зерна дотикаються			
Зерен < 10%	Зерен > 10%	Пакстоун			Грейнстоун	Баундстоун
Мадстоун	Вакстоун					Кристалічний вапняк

Перший та другий різновиди мають цемент базального типу, третій – цемент контактового типу, а в четвертому – мулиста маса відсутня, а зерна дотикаються одне до одного. У цих чотирьох різновидах відсутні ознаки, які б свідчили про зростання первинних компонентів під час відкладання. Навпаки, до баундстоунів відносять такі вапняки, в яких первинні компоненти зросталися під час відкладання на що вказують зростки скелетної речовини, типи шаруватості, тощо. Якщо структуру не вдається розпізнати, то тип вапняка рекомендують називати кристалічним карбонатним.

На даний час досить популярною є структурна класифікація, запропонована Г. І. Теодоровичем, (1958) (табл. 11-12).

Структурна класифікація передбачає виділення майже всіх структурних типів, які притаманні осадовим породам, що свідчить про структурне різноманіття карбонатолітів та їх полігенетичність.

Правда, досить складно підібрати відповідні терміни для структурних різновидів вапняків складених панцирними оболонками і скелетними частинами організмів. Гребо (1904)

Таблиця 11

### Структурна класифікація вапняків (за Г. І. Теодоровичем, 1958)

Структури, у яких переважає цементуючий матеріал				
Уламкові	біохемогенні		біогенні	
	біохемогенні	хемогенні	біоморфні	біогенові
алевролітів конгломератів, пісковикові,	конкрітні, комкові, реліктові	одилітів, сферолітів, конкреційні	масивні строматолітові, форамініферові, рідкові	фораменіферово-біоморфні, дегритусові біоморфні грубо-дрібномікритусові

Таблиця 12

### Структурна класифікація вапняків (за Г. І. Теодоровичем, 1958)

Структури, у яких переважає основна мінеральна маса			
цементуючого матеріалу менше 10%		цементуючого матеріалу від 10% до 50%	
нормально-зернисті	кіркові	мікрозернисті	ясно зернисті
	променнисто-агрегатні		кіркові інкрустовані
			променнисто-агрегатні

мікрозернисті							
яснозернисті							
плоско-паралельнокіркові							
хвильсто-кіркові інерустиційні							
нагічні							
неправильно-гучкуваті							
радіолітові							
аксиолітові							
з біоморфними залишками							
з кокколітофоридами, з детриту СОМ							
оолітаміз біоморфними залишками,							
з детритусом – шламом, комками							
з біоморфним складом							
з біоморфно-детритусовим складом							

запропонував називати ендогенетичними ті осадові породи, які своїм походженням завдячують хімічним агентам, або агентам, які діяли у самому осаді і тому вони є тісно пов'язані з процесами формування порід. Одну з чотирьох груп ендогенетичних порід Гребо назвав біогенною або органогенною; породи цієї групи також називалися біолітитами.

Відповідоно до Гребо (1913) лише ці утворення насправді і є тими істинними органогенними породами, які виникли безпосередньо в результаті життєдіяльності організмів; якщо породи характеризуються чіткими структурними і текстурними ознаками, що свідчить про транспортування, сортування і відкладання, до них можна застосовувати відповідні структурні терміни, які відображають розмір:ruditi, areniti, lutititi тощо.

Якщо ж органогенний вапняк має рифтову природу, ці структурні терміни можна застосовувати лише до матеріалу основної маси або заповнення пор. Головна маса вапняків, які характеризуються органогенними структурами, утворилися секреційним шляхом. Для організмів, які здатні створювати вапнякові побудови, відносять корали, водорості, моховатки тощо. Викопні залишки у таких вапняках залишаються, або майже залишаються у положенні свого росту.

Залишки організмів можуть створювати щільну укладку або створювати відкриті структури у яких відсутня основна маса, але є цемент контактного типу, де інтерстиційний простір заповнений мікротом, уламковим органогенним матеріалом, комками, пелетами та внутрішньо формацийними уламками.

Інстертиційна «паста» або основна маса може складатися з роздробленого водоростевого «пороху» коралово-водоростевого детритусу, калькаренітового матеріалу, лютиту тощо. У номенклатурі вапняків назва рифоутворюючих організмів (які

можуть створювати хвилестійкі побудови) є необхідною складовою, а не просто доповненням: переважно у класифікаційних схемах застосовують такі терміни, як кораловий, водоростевий, моховатковий, коралово-водоростевий тощо.

Вапняки, які репрезентують собою автохтонні відклади організмів, слід охарактеризувати по відношенню до екологічних можливостей організмів, які визначають утворення цієї важливої групи осадових карбонатних порід.

Гребо (1913) детально розглянув біогенні породи, і особливо детально рифи. Він використовує терміни зоогенний і фітогенний для відкладів, що утворилися з решток тваринних та рослинних організмів.

Власне, біогенні вапняки зручно поділити на дві групи: рифові та банкові. Відповідно, рифи утворюються завдяки динамічному росту рифоутворюючих організмів, які під час росту мають здатність протидіяти хвильям та течіям. Ці організми можуть існувати у середовищах з дуже високою гідродинамічною активністю. До таких організмів відносять деякі корали, водорості, моховатки іrudisti. Натомість банки можна розглядати як накопичення *in situ* органогенного матеріалу, який якщо не повністю є біоморфним то точно не характеризується жорсткістю рифових побудов. Деякі біогерми і біоструми потрапляють до категорії банков. До банков також відносять деякі угрупування форамініфер, криноїдей, брахіопод, мшанок, моховатково-водоростевого і коралово-водоростевого матеріалу та молюсків.

В. Т. Фролов (1993) запропонував іншу структурну класифікацію, відповідно до якої вапняки візуально поділив на візуально зернисті та незернисті (пелітоморфні). (табл. 13). Ці групи включають в себе біоморфні, сфераагрегатні, уламкові і кристалобластові.

### *Таблиця № 13*

## **Структурна класифікація вапняків (за В. Т. Фроловим 1993)**

*A. Пелітоморфні:*

**I Біоморфні:**

**1. Цільноскелетні:**

а) мікрочерепашкові:

- 1) фораменіферові (глобігеринові та ін.);
- 2) остракодові;
- 3) птероподові;
- 4) сферові (сферово-водоростеві та ін.);
- 5) мікротрохіліскові та ін.

б) нечерепашкові (каркасні, водоростеві та ін.)

## **2. *Mікробіодетритові:***

а) монодетритові:

- 1) коколітові;
- 2) коралові;
- 3) водоростеві та ін.

б) полідетритові.

## **3. *Mікрокопролітові***

## **II Мікросфераагрегатні:**

1. Мікролітові.
2. Мікросферолітові.
3. Мікрогрудкуваті.

## **III Мікроуламкові ( алевритові та ін.).**

## **IV. Мікрокристалобластові (змінені перекристалізовані).**

## **Б. Зернисті (візуально):**

### **I.Біоморфні:**

#### **1) Цільнокістякові:**

- 1.1) Цільночерепашкові
- 1.2) Крупночерепашкові
  - а) пелециподові;
  - б) гастроподові;
  - в) цефалоподові;
  - г) брахіоподові;
- 1.3) Дрібночерепашкові;
  - а) нумулітові;
  - б) фузулінові;
  - в) остракодові;
  - г) трохіліскові;
  - д) гастроподові;
  - е) пелециподові;

е) птероподові та ін.

## 2. Біогермні (каркасні):

2.1) фітоморфні – водоростеві:

а) ціаноалгіфітові (із синьо - зелених водоростей);

а<sub>1</sub>) строматолітові;

а<sub>2</sub>) онколітові та інші біосфераагрегатні (боболітові, катаграфієві та ін.);

б) багряноводоростеві (із червоних або багряних водоростей);

б<sub>1</sub>) літотамнієві;

б<sub>2</sub>) літофілумові та ін.;

в) зеленоводоростеві (із зелених водоростей) та ін.

2.2) Зооморфні (з решток тварин):

а) коралові;

б) строматопорові;

в) губкові;

г) моховаткові;

д) пелециподові;

е) гастроподові;

е) форамініферові;

ж) серпулові;

з) балянусові;

и) полізооморфні;

2.3) Біодетритові:

а) монодетритові – всіх перерахованих вище груп організмів;

б) полідетритові;

2.4). Копролітові (або пелетові) – типи за похідними організмами і розмірами.

## ІІ Сфераагрегатні:

1) Оолітові.

2) Пізолітові.

3) Бобові.

4) Сферолітові

5) Псевдооолітові

6) Вузлуваті (нодулярні)

7) Грудкуваті

8) Конкреційні та ін.

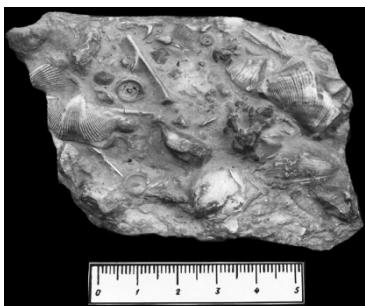
**III. Уламкові** – поділяють за розміром, обкатаністю, взаємовідношенням, як уламкові породи, наприклад, брилові, блокові, валунні, брекчієві (щебеневі), галькові (конгломератні), жорсткі, гравієві, піщані.

**IV. Кристалобластові**, або кристалічно-зернисті, що є зміненими (перекристалізованими або гранульованими), а також новоутвореними і метасоматичними, - розрізняють за розміром зерна і реліктовими структурами.

**Біоморфні** (біокальциліти) представлені мікрофорамініферовими, водоростевими і нанопланктоновими (коколітовими) вапняками.

**Черепашкові вапняки, або черепашники** розповсюдженіші ніж біогермні, трапляються у водах помірних і навіть холодних поясів Землі, але більш тонкими (сантиметри-десиметри, рідше – метри) шарами. Їхній колір сильно змінюється – від білого до сірого, темно-сірого, червоного і жовтого. Розрізняються за розміром черепашок (від десятків сантиметрів до міліметрів), їх розташуванням, видовим складом, домішками. Чисті черепашники, вільні від піщаної або глинистої домішки, трапляються зрідка, частіше вони забруднені нею, що свідчить про рухомість водного середовища і заненення в область локалізації теригенного або едафогенного уламкового або глинистого матеріалу.

У черепашниках переважають цілі черепашки, нерідко у прижиттєвому положенні, але частіше стулки розрізnenі і розташовані найбільш стійко до хвильового або флювіального руху води – випуклою стороною дотори. За виключенням порівняно рідкою вкладеністю одних стулок в інші, черепашки неконформні один до другого, і простір між ними (до 60%) залишається пустим або заповнюється піском – заповнювачем, а пізніше й цементом, зазвичай вапняковим. Розрізняють моночерепашкові і в різній мірі полічерепашкові вапняки. З перших найбільш поширені устричні, модіолові, іноцерамові, пектенові та інші пелециподові, а також гастropодові, амонітові, брахіоподові, нумулітові, фузулінові та ін. Часто вони змішуються між собою і, крім того, включають домішку криноїдей та інших біокластів (рис. 6).



*a*



*б*

Рис. 6. Черепашкові вапняки. 1 – Брахіоподо-криноїдний вапняк. Фото зразка; 2 – Гастропода (в центрі) внутрішня порожнина якої заповнена пелетами. Цемент спаритовий. Замальовка шліфа. Нік II. (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)

Хоч черепашники в основному мілководні, але трапляються також на глибинах в десятки, рідше в перші сотні метрів, тобто розповсюджені до бровки шельфу і на підводних підняттях в межах континентального схилу. Прісноводні черепашники є зрідка. Черепашники, що зберегли пористість, - прекрасний будівельний матеріал – стіновий камінь. Вони також є колекторами води.

**Біогермні вапняки** – одні з найхарактерніших і широко розповсюджених. Зазвичай вони білі, рідко бувають червоними і сірими. Побудовані з скелетних решток прикріплених організмів і тому мають коралову, водоростеву, моховаткову, губкову, пелециподову, гастроподову, серпулову і форамініферову структуру, яка впевнено дозволяє їх розпізнавати, а при перекристалізації видна на вивітрілій поверхні. Крім біоморфної структури характерними типоморфними ознаками є їх масивність і відсутність шаруватості у великих (десятки метрів) або малих об’ємах породи, значна висота біогенних побудов – стовпів, горбів, масивів, тобто біогермів. Однак водоростеві побудови, частіше всього пластоподібної або лінзовидної форми (біостроми), нерідко виявляють неправильно хвилясту субгоризонтальну шаруватість послідовного нашарування. Важливими ознаками біогермних вапняків являються інкрустаційні, геопетальні, строматотакситові та інші структури, які свідчать про велику первинну пористість (до 50% і більше) і значні (сантиметри) розміри пор, про проникність і нерідко арагонітовий склад, з чим пов’язані грануляція волокнистої і фібрової структур скелетів та перекристалізація.

**Водоростеві вапняки**, нерідко мають стовпчасту або горбкувату макроструктуру, що створюється поколінням синьо-

зелених водоростей. Розмір стовпчиків від міліметру до метру і десятків метрів (до 20 м), ширина – від міліметрів до дециметрів і перших метрів. Форма стовпчиків грибоподібна (наприклад, у коленії), конусовидна (у конофітонів) або субциліндрична, а сполучання їх один з другим неконформні або досить конформні, які в плані дають правильну гексагональну сітчастість. Нерідко водоростеві тіла кулеподібні – онколітові (0,5-10 см), оолітоподібні, грудкуваті. Микроструктура переважно мікритова, текстура безладна, завдяки чому кальцит (або доломіт) у шліфі темний, ніби некристалічний та глинистий. Цей кальцит не секреційний, а просто хемогенний, що випадає на талофітах водоростей з перенасичених карбонатом розчинів, з яких водорості вилучили майже весь  $\text{CO}_2$  та змінили рівновагу від бікарбонату в бік менш розчиненого монокарбонату. Умовно його називають біохемогенним. Рештки синьо-зелених водоростей розпізнаються за світлими очками (0,05-2 мм) замкнутої овальної, дугоподібної та іншої форми, заповненими гранобластовим кальцитом, як заповнюються пустоти. Отже, на їх місці спершу були м'які тіла водоростей. Багряні водорости розпізнаються за клітинною формою мікриту, що пояснюється випадінням мікритового кальциту всередині кліток (0,02-0,06 мм), які таким чином, виявились фосилізованими (рис. 7).

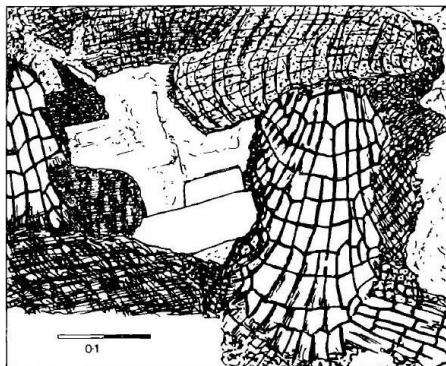


Рис. 7. Літотамнієвий вапняк, еоцен, Баварія. Присутні два види червоних водоростей *Lithothamnium* занурених у спарит і мікритовий матрикс. Замальовка шліфа. Нік II. (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)

У зелених водоростях рештки часто крупнокристалічні – також заповнення пустот на місці талофітів. Біогерми і біостроми найчастіше асоціюються з іншими літотипами вапняків у вигляді

остовів, або каркасів, створюють біорифові масиви по берегах тропічних островів та морів, і, зокрема, найкрупніша сучасна споруда – Великий Бар’єрний риф Австралії, який простягається на 2000 км. З древніх рифів видобувається до 30-40% нафти та газу.

**Криноїдні вапняки**, або енкриніти є найбільшрозповсюдженим літотипом. Вони складаються з пластинчастих та шпатових монокристалів – члеників криноїдей розміром від 0,05 до 10-20 мм прямокутної, п’ятикутної, зірчастої та іншої форми, голок морських їжаків, тобто мають крупно-, грубо- і гігакристалічну будову, іскристий злам (роздолювання породи по спайним площинам кальцитових мінералів), через що їх приймають за мармури. Коли вони відміті від мікритового заповнювача, то в порах розвивається регенераційний кальцитовий цемент, який продовжує у просторі кристалічну решітку членика. В цьому складному кристалі біогенна частина залишається каламутною за рахунок первинної перфорованності кристалі, а наросла, регенераційна, - чистою, безколірною. Спайні тріщинки та двійники у цих частинах загальні. Шаруватість криноїдних вапняків часто крупна кося або хвиляста, пласти від тонких (міліметрових) до потужних (метрових). Звична домішка двох біокластів: в палеозої – брахіоподових, моховаткових, водоростевих, в мезозої – частіше всього моховаткових, пелециподових, в кайнозої – пелециподових, серпулових, водоростевих (рис. 8).



Рис. 8. Криноїдеа на поверхні гірської породи. Фото зразка

**Пелециподові біокластові вапняки** частіше зустрічаються у мезозойсько-кайнозойських відкладах; вони складаються зі сплющених, нерідко обкатаних уламків черепашок, поміщених у піщаний заповнювач. До схилів біогермних масивів та рифів приурочені коралові, водоростеві та інші біокластові вапняки, часто з первинно-нахиленою шаруватістю.

В американській літературі біокластові вапняки відносять до калькаренітів, якщо вони піщаю розмірності та відміті від мікриту, і до біорудитів, якщо розмір уламків жорстяний або гравійний. Оскільки термін „калькареніт” відноситься і до уламкових вапняків, його краще застосовувати з приставкою „біо-”, тобто як „біокалькареніт”, а точніше, як „вапняк біокалькаренітовий”, оскільки у російській термінології ці терміни зручніше вживати як прикметники.

**Сфераагрегатні вапняки** представлені сферолітовими і комковими різновидами.

Структурними елементами сфераагрегатних вапняків є ооліти (дрібніше 2,0 мм), пізоліти, або горошини (2-5 мм і більше), сфероліти, псевдооліти (без ясної концентричності), конкреції, вузли, або жовна, а також, копроліти, онколіти та інші біохемогенні сфераагрегати і, згустки. Відповідно називаються структури і самі вапняки: оолітові, пізолітові і т.д. Найчастіше вони відміті від тонкого мулу, тобто є аренітовими, але іноді вміщують мул у великий кількості – це вакові, або вакстоунові (за термінологією Р.Ж. Данхема), вапняки. Цемент переважно кальцитовий, гранобластовий, досить крупнокристалічний (0,05-0,5 мм і крупніше), нерідко корковий, у вигляді „собачих зубів”, який виник явно пізніше відкладів оолітів та інших сфераагрегатів. Тип цементу – заповнення пор, контактний, обростання або корковий, іноді проростання. Шари за потужністю від міліметрів до метрів. Шаруватість відсутня або горизонтальна, хвиляста та коса, зазвичай різнонаправлена і варіює по крутизні нахилу та потужності серій.

**Оолітові вапняки** – найбільш типові з сфераагрегатних. Форма оолітів визначається формою зародкового зерна, але частіше вона буває кульовою або слабоеліпсоїдальною. Сортuvання добре або середнє. Оолітова частина тонка (1-2 шари) або товста (до 0,5 мм), в десятки шарів товщиною 0,01-0,03 мм. Структура цих шарів мікритова, текстура безладна, від цього вони темні, якби некристалічні. По них часто розвиваються вторинна голчаста структура і радіальна текстура (внаслідок перекристалізації), і ооліт переходить у сфероліт з радіально-променистою будовою. При цьому оолітова, або концентрично-шарувата, текстура ооліту поступово стирається. Зародкові зерна – піщинки силікатного, кварцевого або іншого складу, зокрема уламки черепашок, грудочки вапнякового мулу або уламки вапняків (рис. 9).

**Сферолітові вапняки** більш рідкісні, вони, по суті, є

перетворенням оолітових в основному в стадію катагенезу.

**Пізолітові** – це більш крупні оолітові, вони також досить рідкісні, якщо до них не відносити онколітові, боболітові та інші біосфераагрегатні вапняки, що нечітко від них відрізняються (рис. 10).

**Онколітові** вапняки більш впевнено відрізняються від оолітових і пізолітових тільки при явному перевищенні розмірів сфераагрегатів (6-100 мм), більшій їх неправильності та „вікончатій” будові, яка виражається дрібними та мікроскопічними пустотами, які виділяються світлим кольором (вони заповнюються більш крупнокристалічним гранобластовим кальцитом) на темному мікритовому фоні між пустотної основної маси. Ці пустоти виникають на місці тіл або слоевищ водоростей після їх „фосилізації” хемогенним кальцитом, що випав на них.

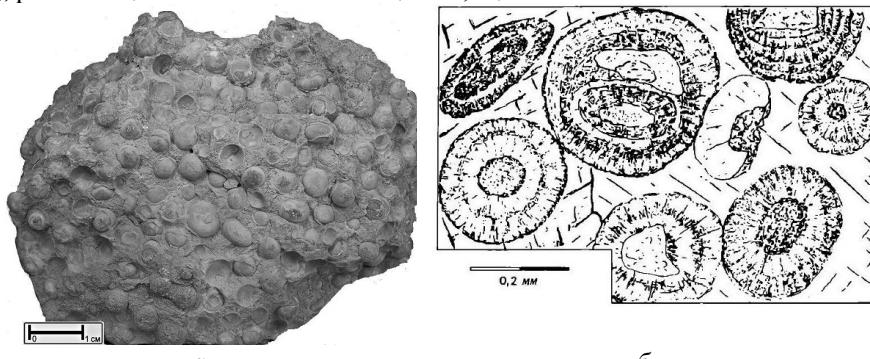
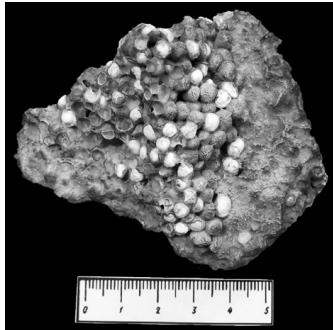
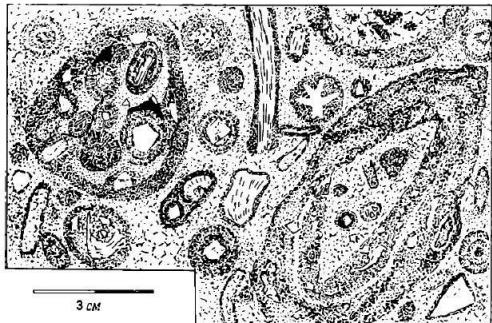


Рис. 9. Оолітовий вапняк. *а* – зразок оолітового вапняка, фото штуфа; *б* – ооліти у шліфі. У більшості оолітів можна спостерігати характерну радіально-променисту і концентричну будову. У деяких оолітах видно зародки у вигляді окремих уламків раковин, тоді як в інших – складні зародки (в центрі зверху). Центральна Англія. Замальовка шліфа. Нік II. (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)



*a*



*b*

Рис. 10 Оолітовий вапняк. *a* – зразок пізолітого вапняка, фото штуфа; *б* – пізоліти у спорит-мікритовому матриксі мікритизовані по периферії. Пізолітовий вапняк, Глостер, Англія. Замальовка шліфа. Нік II. (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)

За однакового з оолітами та пізолітами розміру (боболіти, катаграфії та ін.) відмінності стають досить невизначеними. Обстановка їх формування також подібна – рухомі, мілкі прогріті води, які взмучують як ооліти (наприклад, на євпаторійському пляжі), так і біосфераагрегати. Останні при більш крупних розмірах перекочуються по дну, і кальцит може осаджуватись на них зі всіх сторін, правда, часто не безперервними оболонками. Онколіти утворюються синьо-зеленими і рідше багряними водоростями (рис. 11).

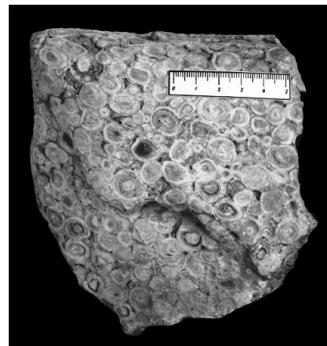


Рис. 11. Онколітовий вапняк

**Псевдооолітові вапняки** – досить збірна група, яка об'єднує породи, які складені наближеними до оолітів за розміром (0,05-2 мм, рідше крупніше) та формою сфераагрегатами, але без концентричної будови. Вони виникають як згустки хемогенного

кальциту в мулі (зародкові конкреції), як копроліти без чіткої форми, як грудочки розчленованого хвилюванням напів затверділого мулу, рідше – уламків вапняків, які зазнали біологічну (свердління водоростями та моховатками, дія кислоти кишечнику і т.д.), хімічну або механічну (при співударах) грануляцію, тобто мікритизацію (розділ крупних кристалів або орієнтованих агрегатів біоскелетів на неупорядкований мікрозернистий кальцит).

**Копрогенні, або пелетні, вапняки**, складені фекаліями (екскрементами) або копролітами (пелетами) безхребетних – округлими або циліндричними (0,05-1 мм) і шнурковими грудочками мулу, який пройшов через кишківник мулоїда, залягають невеликими лінзами та шарами потужністю в дециметри, але широко розповсюджені. Розпізнати цей генетичний тип вапняків допомагають однакові розміри та форма, але породи можуть бути і полікапрогенними. Звична домішка біокластів.

Онколітові, боболітові, копрогенні вапняки розглядають і в групі біогенних порід.

**Грудкуваті та згусткові вапняки** намічають перехід до уламкових, і віднесення їх до сфераагрегатних вапняків умовне. Грудки та згустки (0,05-2 мм і більше) близькі до псевдооолітових, копрогенних, але відрізняються розплівчастими контурами, досить чіткими у грудок і більш дифузними (поступовий перехід в „цемент” або основну масу) у згустків. Сортuvання погане, цемент базального або порового типу, переважно більш крупнокристалічний у порівнянні з мікритовими грудками та згустками. За генезисом, мабуть, різні: це і дезінтеграція мулу при скороченні об’emu, зародки конкрецій, метасоматоз і ділянкова перекристалізація, бактеріальна діяльність і т.д.

**Конкреційні, жовнові та вузлуваті вапняки** подібні до багатьох згаданих нами типів і відрізняються від них, мабуть, тільки великими розмірами (до 10-20 см) сфераагрегатів. Конкреції правильні, кульові, еліпсоїдальні, однорідні або концентрично-шаруваті, з чіткими контурами або, у жовнах та вузлах, неправильні, з шорсткою і якби з'їденою поверхнею, з різним ступенем сортuvання, нерідко помітні перевідкладені, з вапняковим уламковим або хемогенным заповнювачем і цементом, але часто також і з силікатним піщаним і глинистим заповнювачем. Потужність дециметрова та метрова, пласти частіше лінзовидні. Схожі на літотип німецькі „кнотенкальк” („вузлуваті вапняки”), американські „нодулярні вапняки” і „аммонітіко россо”, хоч всі ці

типи можна розглядати і як уламкові.

**Уламкові вапняки** або органогенно-детритові вапняки складені тонким шламом – продуктами перетирання і поїдання крабами у хвилеприбійні зоні вапняків. Вони трапляються від більш темно-сірих і червоних, з біокластовою структурою, тобто складені з уламків черепашок або скелетних решток, необкатаних або обкатаних, несортованих або в різній мірі сортованих, нешаруватих або шаруватих, причому шаруватість буває не тільки горизонтальною, але і хвилястою і косою, за складом моно-, мезо- і полібіодетритові, часто з зернистим заповнювачем і цементом (вапняковим, глинистим, рідше кременевим, залізним та ін.). Можливо, це найбільшрозповсюджений літотип. Вони утворюють пласти від міліметрів до метрів і десятків метрів, часто досить протяжні. Це по суті вапнякові біокластові піски і пісковики, а також жорстянники і гравеліти, але було б неправильно їх відносити до уламкових порід.

По суті, це уламкові породи, більш ніж наполовину складені уламками вапняків. Частіше всього вони чисто вапнякові. Від біокластових відрізняються тим, що уламки, або класти, - кусочки літифікованих порід або осадків, а не уламки черепашок або скелетних решток. Якщо кластувався біоморфний вапняк, наприклад, черепашник, то у черепашках зберігається (не відпадає) цемент взломаної породи. Скупчення таких уламків слід відносити до уламкових, а не до біокластових вапняків.

Уламкові вапняки представлені всіма гранулометричними типами уламкових порід як за розміром уламків, так і за їх обкатаністю та сортуванням, не кажучи вже про всі текстурні типи. Тільки терміни, які відбивають всі структурні сторони, вживаються не як іменники, а як прикметники. Наприклад, вапняк брекчійовий (крупно-, середньо- і дрібнобрекчійовий), гальковий (крупно-, середньо- і дрібногальковий), бриловий, блоковий, валунний, гравійний, жорстянний, піщаний та алевритовий. Розрізняють заповнювач і цемент. Заповнювачі можуть бути як вапняковими, так і піщано-силікатними та глинистими, а цементи – карбонатними, глинистими та залізистими. Потужності змінюються від сантиметрів до багатьох десятків метрів.

Генетично кластокальколіти, аренітові і вакові, досить різноманітні. Панують механогенні колювіальні (наземні та підводні), карстові, еолові, алювіальні, підводно-елювіальні, прибійні, турбідитні (у американців – алодапікові), донно-флювіальні тощо

**Вапняки натічні та травертинові.** Через відсутність прийнятних морфологічних термінів та неможливість досить обґрунтованого віднесення як до вищеописаних літотипів, так і до наступного типу приходиться користуватись генетичними поняттями. Ці породи формуються в печерах і біля виходу джерел, по берегах озер. Це обмежені у просторі тіла потужністю до десятків метрів. Вапняки білі та жовтуваті, мікритові, коломорфні, радіально-голчасті, концентрично-шаруваті, часто стрічкові, досить пористі і більш щільні, міцні, утворюють в печерах живописні багатоярусні стінки і колони (сталактити, сталагміти і сталагмати – поєднані сталактити і сталагміти), а також горби та куполи по берегах озер. Використовуються як декоративний камінь.

**Вапняковими туфами** називають більш пористі, часто губчасті вапняки, які утворюються біля виходу джерел осадженням вапна на листях та гілках рослин, іноді на траві у ріках. Будова таких вапняків часто сітчаста, міцність слаба, звичні напівприхлі туфи. Численні відбитки листя. Структура мікритова. Потужність досягає десятків метрів. Використовуються як будівельний камінь

**Кристалобластові** вапняки виникають за рахунок всіх інших типів в результаті перекристалізації або метасоматичного заміщення чи інкрустації

Назва невдала, але кращої поки що немає. Їх можна назвати генетично – як „вторинні”, „перекристалізовані”, бо практично у всіх літотипах ми зустрічаємося з метаморфічними карбонатолітами, тільки їх перетворення (метаморфізм) відбулося при порівняно низьких температурах і тиску, часто у ранньому катагенезі або навіть у стадії діагенезу. Дрібнозернисті вапняки – вже перекристалізовані, так як хімічно осаджені – тонкомікрозернисті. Тим більше перекристалізованими слід вважати середньо-, крупно-, грубо- і гігакристалічні вапняки, часто це вже мармури, в яких кристали кальциту полісінтетично здвійниковані, структура чітко гранобластова. Більшість таких вапняків різнозернисті. Зберігаються реліктові уламкові, біоморфні, оолітові та інші сфераагрегатні структури, але нерідко вони стираються повністю. Перекристалізації сприяють підвищення температури та тиску, окислення середовища, наявність пор та пустот, піщана домішка. Навпаки, тонкорозсіяна, глиниста, органічна, залізна та інші домішки консервують мікрокристалічну структуру і заважають перекристалізації. Із зростанням ступеню перекристалізації зменшується різнозернистість, хоч на початку процесу вона часто зростає.

**Вапняки гранульовані** – мікритові, тому під мікроскопом повністю, але частіше ділянками темні, - утворюються як вторинні в результаті протилежного перекристалізації процесу грануляції – розпаду крупних кристалів або упорядкованого за будовою біофрагменту на агрегат безладно орієнтованих мікро- та ультрамікрозернистих кристалітів. Звичнно вторинно мікритові вапняки мають невеликі об'єми – сантиметри, дециметри. Грануляція може бути механічною (від співудару зерен при хвилюванні або перекочуванні), хімічною (при підвищенні pH – швидке та численне осадження кальциту), біохімічною (в кишківнику мукоїдів і т.п.), а також результатом свердління та іншої дії водоростей, моховаток та інших прикреплених організмів і настає при руйнуванні органічної речовини, яка одягає скелетні кристаліти (волокна, голочки). Зрідка установлюється у вапняках чергування стадій перекристалізації та грануляції.

**Вапняки заміщення** широко розповсюджені і розвиваються у вигляді гнізд, лінз або невеликих пластів по інших типам вапняків, доломітам („вапняки роздоломітування”), кременям, пісковикам, туфам, вугіллям та іншим породам. Вапняки роздоломітування утворюються в присутності сірчанокислих вод; для пояснені М.С. Швецов (1958) та інші наводять реакцію Гайдингера  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4 = 2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4$ , хоч при цьому виникають питання, наприклад: куди зникає сульфат магнію? М.С. Швецов був більш схильним до субаерального вивітрювання як до процесу роздоломітування: вадозні води розчиняють доломіт і осаджують кальцит. Такі вторинні вапняки досить міцні, крупнокристалічні, буруваті та відмічаються у відслоненнях у вигляді характерних чужорідних наростів. При заміщенні, яке спочатку відбувається по тріщинам, порода стає комірчастою: у комірках ще зберігаються цілики доломіту, часто з округленими кутами, тому вони нерідко приймаються за гальки. Рештки доломіту іноді зберігаються і в кристалах кальциту.

**Вапняки доломітизовані скременілі, сульфатизовані (загісовані), фосфатизовані** і деякі інші – також вторинні, хоч метасоматоз відбувається на різних стадіях – у діа-, ката-, мета- і гіпергенезі (Аскоченський, Семенов, 1974; Семенов та ін., 1980; Чілінгар та ін., 1971). Він може привести до повного заміщення вапняку, тоді породу слід відносити до певної групи осадових порід вже по вторинним мінералам, причому порогом служить 50%-ий вміст мінералу. Доломітизація полягає в розвитку ромбоедрів доломіту, які часто надають породі гіпідіобластову структуру.

Скременіння призводить до утворення текстур заміщення – звивистих зон та ділянок різного ступеню скременіння, які часто макроскопічно відрізняються варіаціями кольору.

## 1.2. Доломіти

Вперше доломіт був описаний у Тіролі (Австрія), а назва була йому дана в 1792 р. Х.-Б. Сосюром на честь одного з перших його дослідників – Доліме (Петтіджон, 1981). За розповсюдженістю доломіт лише трохи поступається вапнякам. Наприклад, у чохлі Східноєвропейської платформи співвідношення 17,6:10,2 (Ронов та ін., 1969; Геохімія..., 1983). У докембрії доломіти мають перевагу над вапняками.

Хоч за петрографічною та літологічною різноманітністю доломітоліти (долостуни – в літературі США), або доломіти (як породи), сильно поступаються вапнякам, але серед них можуть бути виділені майже всі структурні групи останніх. Однак якщо серед вапняків різко переважають біоморфні, то доломіти в основному кристалічно-зернисти гранобластові, що говорить про переважну їх хемогенність (рис. 12).



Рис. 12. Доломіт. *а* – Зразок доломіту; *б* – зростання доломітових зерен ромбічної форми, Нокс, нижній палеозой, Тенесі. Замальовка шліфа. Нік II. (з використанням за Дж. Грінсмітом, 1981)

Перед тим як перейти до розгляду класифікації доломітів, необхідно звернути увагу на деякі загальновизнані концепції, що стосуються доломітів. Наприклад С. Г. Вишняков (1951) виділив наступні головні типи доломітів:

- 1) епігенетичний;
- 2) діагенетичний;

3) первинний.

До *епігенетичних* він відносив доломіти утворені в результаті змін, які зазнавали повністю літифіковані вапняки. Такі зміни відбувалися під впливом гідротермальних розчинів чи метеорних вод, які потрапляли у породу через тріщини. Для таких доломітів характерним є незрозуміла стратифікація, плямистий розподіл змінених ділянок породи, нерівномірна зернистість, наявність реліктових структур і каверн.

*Діагенетичні* доломіти містять релікти викопних організмів.

*Первинні* доломіти утворюються в результаті безпосереднього хімічного осадження з вод. Ці доломіти залягають у вигляді добре стратифікованих тіл і характеризуються пелітоморфними структурами (розмір частинок 0,01 або 0,005–0,03 мм, причому у деяких різновидах виділяються центри коагуляції), характерною є мікрошаруватість, а викопні організми трапляються лише зрідка. Первинні доломіти переважно відрізняються низькою пористістю і часто перешаровуються з евапоритами, глинами, вапняковистими глинами тощо.

Відповідно до пропозицій Лейтона і Пендекстера (1962) різні типи доломітів найкраще виділяти за допомогою відповідних назв, які відображають, з одного боку, склад породи, а з іншого – структуру. Ці автори виділяють дві головні групи доломітів: 1 – вапняковисті доломіти, які містять 50–90 % доломіту, і 2 – доломіти, що містять понад 90 % доломіту.

Кароцці (1960) доломіти класифікує наступним чином: магнезіальний вапняк і магнезіальна крейда, доломітовий вапняк, біогенний доломітовий вапняк, дрібнозернистий доломітовий вапняк, доломітова крейда, доломітові літокальцирудити і літокалькареніти, доломітові кальцирудити і біокалькареніти, доломітові оолітові калькареніти, доломітові кальцилюти і доломіти.

У класифікаційних схемах карбонатних порід, переважно, береться за основу те, що доломіти утворюються по вапняках. Такі схеми є зручними для доломітів, які утворилися в результаті діагенетичних змін різноманітних вапняків. Підсумовуючи науковий доробок попередників Г. І. Теодорович (1958) пропонує класифікаційну схему доломітів (табл. 14). В ній виділяються доломіти з позитивними реліктами (тобто певними реліктами викопних організмів) і негативними реліктами (релікти організмів не вдається ідентифікувати).

Очевидно, що доломіти легко класифікувати за двома

головними ознаками: 1) реліктовим структурами і 2) ступенем кристалізації (яка залежить від ступеню діагенетичних змін доломітів).

Класифікація доломітів запропонована Г. Чілінгаром, (1963) звертає увагу на розмір кристалів та ступінь зміни порід. (табл. 15)

*Таблиця № 14*

**Структурна класифікація доломітів  
(за Г. І. Теодоровичем 1958)**

Переважає	Позитивних	Яснозернисті	Особливості,
ос	ре	до	при
но	лік	ло	кла
вн	тів	міт	ди,
а	не	и	різн
мі	ма		ови
не	е		ди
ра	аб	Мікрозернисті	Інші
ль	о	до	мікр
на	ме	ло	озер
ма	ніш	міт	нис
са	е	и	ті
(м	10		
ай	%		
же			
без			
нег			
ат			
ив			
ни			
х			
ре			
лік			
тів			
)			
			Приховано- зерн исті — пелі том орф ні з

			неп рав иль них зере н
			комків, оолітів
			детритуса
			детритуса з біо мор фни ми
			біоморфними
			комків, оолітів
			детритуса
			детритуса з біо мор фни ми
			біоморфними
Позитивні ре лік ти у зн ач ній кіл ьк ос ті (10 — 45 %)	Яснозернисті до ло міт и з ре лік та ми	Мікрозернисті до ло міт и з ре лік та ми	оолітовою або пізо літо вою
			детритусовою
			біоморфно- детр иту сов ою
			біоморфною
Кавернозно- по ри сті до ло міт и з нег ат ив но ю ре лік то во ю стр ук ту	Яснозернисті з негативною реліктовою структурою	Мікрозернисті з негативною реліктовою структурою	оолітовою або пізо літо вою
			детритусовою
			біоморфно- детр иту сов

по ю (пе ре ва жа є це ме нт)		ою біоморфною
Переважає це ме нт ую чи й ма тер іал	З уламковою структурою	алевритовою псамітовою конгломератовою
Переважає це ме нту юч ий ма тер іал	З реліктою хемогенною і біохемогенною структурою	радіолітовою комкуватою і мікр о- ком кув ато ю оолітовою і пел етов ою оолітовою і пізо літо вою
	З реліктою органогенною структурою	біодетритусовою боморфно- детр иту сов ою біоморфною

Таблиця № 15

**Класифікація доломітів  
(за М. С. Швецов 1958)**

Основні генетичні групи доломітів		Головні структури	Особливості, приклади, різновиди
Первинні	Переважно органогенний	Рифові	Коралові, водоростеві моховаткові
		Банкові	Біостроми, шаруваті, ракушнякові
		Скелетні	Форамініферові, крупнокристалічні, криноїдні з брахіоподами, молюсками, водоростеві
		Мікрозернисті	Доломітизована крейда
Органогенний	Переважно ультимкові	Детритові	Долареніт (первинний доломітовий пісок)
			Доломітизований

х р е лі к ті в)			літока лькар еніт
		Пелетові	Позитивна пелітова тексту ра
		Комкуваті і змі ша ні	Крупкокомкуваті до мікро комк увати х
	Переважно хе мог енн і і біо хе мог енн і	Комкуваті Зерна з	Водоростеві комк уваті доло міти
		Ооліти	Сферичні і субс фери чні зерна з конце нтрич ними зонам и
		Зарод-	Доломітовані сфер ичні і суб- сфер ичні зерна з небаг атьма конце нтрич ними зонам и
Сильно змінені (д о к р и п	Сильно змінені (зб ері га ют ься рел	Зазубрені ро мбі чні кри ста ли	Органогенні, улам кові, пелет ові і інші комп

т	ікт	дол	онент
о	и	омі	и
гє	стр	ту,	зберіг
н	укт	які	аютьс
н	ур	ото	я у
и	і	чу	вигля
х)	мін	ют	ді
д	ера	ь	позит
е	лів	біо	ивни
щ	пер	дет	х
о	ви	рит	релік
п	нн	усо	тів
о	их	ві	
з	по	час	
и	рід	тин	
т	)	ки	
и	Брекчійований		Основна маса може
в	ко		бути
н	мк		склад
и	ува		ена
х	тий		дрібн
р	дол		озерн
е	омі		исти
лі	т		м
к	Різнозернисті, з		кальц
ті	моз		итом
в,	аїк		
б	ою		
аг	з		
а	заз		
т	убр		
о	ени		
н	х		
ег	ма		
а	иж		
т	е	Основна маса має	
и	ро	мікро	
х	мбі	мозаї	
р	чн	чну	
е	их	струк	
лі	кри	туру	
к	ста	з	
ті	лів	кристи	
в,	дол	алів	
п	омі	доломіту	
е	ту,	міті,	
р	які	включ	
	ото	чно з	
		тими,	
		які	
		утвор	
		илися	
		по	
		пісково	
		вика	
		м.	

в		чу	
и		ют	
н		ь	
ні		поз	
у		ити	
л		вні	
а		рел	
м		ікт	
к		и	
о		біо	
ві		дет	
і		рит	
бі		усо	
о		вог	
м		о і	
о		ула	
р		мк	
ф		ово	
ні		го	
с		мат	
т		ері	
р		алу	
у	Криптогенні – від	Первинні породи	Доломітизовані
к	по	–	рифо
т	вні	вап	ві
у	ст	няк	відкл
р	ю	и	ади,
и	змі	ри	негат
м	не	фів	ивні
а	ни	і	релік
й	х	бан	ти
ж	до	ок;	Повністю складені
е	так	ко	ромб
н	их	мк	оедри
е	у	ува	чним
з	яки	ті,	и
б	х	кав	крист
е	не	ерн	alam
р	збе	озн	и
е	рег	і,	доло
ж	лос	різ	міту,
е	ь	нок	різно
н	жо	рис	зерни
о)	дн	тал	сті
	их	ічн	Рівномірнокриста-
	рел	і	лічні,
	ікті		релік
	в		ти
	пер		трапл
	ви		яютъ

нн ої по ро ди	Мікро- до тонко- криста- лічни- х	Доломітизована крейд а і валня кові туфи
	Жовнові, ко мк ува ті, брє кчі йов ані, мо жу ть бут и кав ерн озн им и;	Різнозернисті комк уваті доло міти Повністю заміщені мікро зерни сті валня ки Цукроподібні долар еніти

Кристалічні релікти повністю зруйновані або відсутні

Яснокристалічні	Яснокристалічні д о л о м і т и	Макрокристалічні (м ега кр ис та ліч ні)	Дуже грубо- кристалі чні (понад 4 мм)
			Грубокристалічні (1–4 мм)
		Мезокристалічні	Крупнокристалічні (0,5–1,0 мм) Середньокристалічні (0,25– 0,5 мм) Дрібнокристалічні (0,25– 0,1 мм) Дуже дрібно- кристалі чні (0,1–0,05 мм)

Афанітові	Мікрозернисті д о л о м і т и а б о д о л о м і к р и т и	Тонкокристалічні Мікрокристалічні Приховано- кр ис та ліч ні	Рівномірнокристалічні struktuри можуть бути успадко ваними; містять домішки дрібного алевриту ї глини

**Мікрозернисті доломіти (мікродоломітоліти)** – білі, жовтуваті, рідше темно-сірі, червоні, пелітоморфні землисті або фарфоровидні, нешаруваті або тонкошаруваті, за складом частіше всього чисті, щільні, однак нерідко з кавернами, міцні, без включень, або з ділянками гіпсу, ангідриту, целестину, флюориту, зрідка з відбитками дрібних, явно пригнічених брахіопод (перм, басейн Волги).

Петротип широко розповсюджений в докембрію і палеозою, звичний в мезозойсько-кайнозойських евапоритових та інших формaciях, складає потужні шари та товщі, під мікроскопом видна чітка мікргранобластова структура, розмір зерен частіше всього дрібніше 0,01 мм. Більш крупнозернисті (0,01-0,05 мм), мабуть, в основному перекристалізовані первинні доломіти. Всі ці ознаки свідчать про хемогенність мікродоломітолітів. Вони переважно чисті від теригенної домішки, незначний і вміст кальциту, частіше всього він відсутній. Якщо вміщується глиниста домішка, то це типоморфні для аридного літогенезу палигорськіти, сепіоліти, монтморилоніти.

Інший тип – темно-сірі та сірі пласти (0,1-1,0 м) і конкреції мікритових доломітів з вугленосних та інших прибережно-морських товщ гумідних формаций, які виникли явно в стадію діагенезу. Вони

помітно глинисті, нерідко слабоалевритові, часто з тою чи іншою кількістю зализистого карбонату у вигляді ізоморфної домішки в доломітовій молекулі, а також у вигляді анкеритових та сидеритових мікрозерен.

**Мергелі доломітові, або домерити** (за пропозицією Д.Л. Кайо, Р.Е. Ейнасто та ін.), - рідкісні породи, і вже своєю рідкісністю указують на малі можливості змішування глинистою та доломітової речовин. Колір їх світло-сірий, зеленкуватий, жовтуватий, сірий, зрідка темно-сірий. Структура рівнозерниста, мікргранобластова. Крім типоморфних аридних (магнезіальних силікатів) глинистих

глинистих мінералів зустрічаються монтморилоніти, хлорити, гідрослюди, зерна кварцу, аутогенного польового шпату. Мергелі одного типу перешаровуються з чистими доломітами, інші – парагенетично пов’язані з піщано-глинистими відкладами.

**Біоморфні доломіти (біодоломітоліти).** Хоч в скелетних рештках деяких організмів (водоростей, коралів) залишається магнезіальний карбонат в кількості перших (до 16) процентів, організми проте не будують скелет з доломіту. Тільки одна група організмів – синьо-зелені водорості – осаджувала у великій кількості доломіт, переважно в докембрію. Але карбонатна, в тому числі і доломітова, фосилізація їх – не фізіологічний, а хімічний процес, і осадження доломіту за допомогою водоростей обумовлено загальним високим лужним резервом докембрійських вод і умовами можливості хімічного осадження без участі водоростей. Останні тільки зрушують рівновагу бікарбонату та монокарбонату у локальній ділянці навколо тіла водорості в сторону останньої. Тому для водорості немає великого значення, що осаджувати – кальцит або доломіт. Це виражається у повній тотожності доломітових водоростевих побудов з вапняковими: стовпчастих, грибоподібних, гіллястих, конусовидних строматолітів, неправильно хвилясто-шаруватих корок та покровів, а також і онколітів. Потужності (висота) біостромів та біогермів – метри, десятки метрів. Внутрішня структура також однакова: мікритова, зі світлими очками, нерідко розташованими субрегулярно.

Крім цих первинних трапляються і вторинні біогермні доломіти, які виникають при доломізації коралових, строматопорових, водоростевих вапнякових біогермів і більшому або меншому, але, як правило, постседиментаційному заміщенні кальциту доломітом. Границі таких доломітів січуть шаруватість, розміри їх – від сантиметрових до метрових.

**Черепашкові (брахіоподові, пелециподові та ін.) доломіти** також **вторинні, метасоматичні**, які утворюються при субаеральному метасоматозі лагунними водами (вивітрювання), а також у стадії діагенезу та катагенезу. Як правило, вони неоднорідні, з інкрустаційними текстурами, пустотами і часто бімінеральні, вапняково-доломітові.

Біокластові доломіти також переважно вторинні – магнієві метасоматити по біокластових вапняках.

**Сфераагрегатні доломіти.** Ця група літотипів представлена оолітовими, псевдооолітовими сфераолітовими, грудкуватими, згустковими, копролітовими, а також онколітовими та зрідка конкрецій ними доломітами, схожими з відповідними вапняками, але менш поширеними. Вони світлі, підрозділяються на первинні, утворені в стадії седиментогенезу або раннього гіпергенезу, і вторинні, катагенетичні. Досить рідкісні.

**Уламкові доломіти, або кластодоломітоліти**, - брекчійові, жорстяні, гравійні і піщані – зустрічаються не часто і приурочені головним чином до евапоритових товщ, в яких брекчії обвалення покрівлі розвиваються після розчинення та виносу солей, тобто в діа- і катагенезі. Зазвичай вони не мають силікатно-кварцової теригенної домішки, а в решті аналогічні уламковим вапнякам.

**Доломіти кристалічні гранобластові і гіпідіобластові.** Поряд з мікрозернистими - це друга основна структурна група доломітів. По-іншому її можна назвати вторинними доломітами, як і аналогічну групу вапняків: якщо тонко-дрібнозернисті доломіти – перекристалізовані, тим більше це відноситься до середньо-, крупно- і грубокристалічних, які є доломітовими мармурами. Вони часто утворюються як доломіти заміщення, які нерідко успадковують текстури, колір заміщень породи, зберігаючи тіньові (реліктові) і первинні структури: біоморфні, сфераагрегатні, уламкові та ін. Структура доломіту часто торцева, тобто гранобластова з простою, субромбоедричною формою зерен, яка нерідко переходить у гіпідіобластову, коли багато зерен доломіту або більшість їх ідіоморфні, або евгедральні, ромбоедричні. Ця структура указує на нечисто доломітовий склад, тобто на присутність залишкового кальциту (50-10%) ангедральної (неідіоморфної) структури, або на те, що доломіт двох генерацій: ідіоморфний розвився рано, ще в малодоломістому вапняку, а друга, часто і більша доля доломіту замістила решту частини кальциту, нерідко значно пізніше, наприклад в катагенезі. Вапнякова речовина зберігається не тільки між ідіоморфними

кристалами доломіту, але і всередині них, у вигляді зон ромбоедрів. Вони добре виявляються забарвленням, так як протравлюються соляною кислотою, добавленою у барвник, який вони і затримують на цій кородованій поверхні. З інших мінералів – звичні для доломітів домішки халцедону, кварцу, гіпсу, целестину і флюориту. Ці доломіти кавернозні, з мікро- і макропустотами неправильних обрисів, як первинних, так і виниклих при доломітизації за рахунок меншого об'єму доломіту у порівнянні з об'ємом вапняку (на 12% при 100%-му заміщенні). Ці каверни нерідко заповнені нафтою або твердими бітумами.

Як підсумок зазначим, що доломіти менш структурно різноманітні ніж вапняки. Пелітоморфні доломіти, переважно мікрозернисті кристалобластові, а уламкові і біоморфні маловідомі.

### 1.3. Сидеритоліти

Сидерити (грец. „сидер” – залізо), або точніше, сидеритоліти, - третя за розповсюдженістю група карбонатних порід, яка зустрічається від архею до сучасності. Колір їх сірий і темно-сірий, часто червоний і вишнево-червоний, особливо у кірці звітрювання (окислення). Структури змінюються від візуально незернистих (пелітоморфні або афанітові) до крупно- і гігакристалічних у метасоматичних докембрійських (рифей Башкирії, бакальська свита) і сферолітових, зрідка біоморфних – метасоматичних і діагенетичних: пелециподових, цефалоподових, коралових, фітоморфних та ін. Форма кристалів субромбоедрична або волокниста та голчаста у сферолітах. Полісинтетичні двійники не характерні. Текстури нешаруваті, в докембріо – первинно- або релікто-щаруваті. Крім чистих частіше зустрічаються сидерити з домішками інших карбонатів (доломіту, анкериту, кальциту та членів ізоморфного ряду сидерит-магнезит), гідрогетиту, гематиту, піриту, кварцу, шамозиту та інших лептохлоритів, стильпномелану, глинистого та алеврито-піщаного матеріалу. Розпізнаються за великою питомою вагою.

Геологічна форма сидеритолітів різноманітна. Найбільш поширені наступні різновиди:

**Конкремійні сидерити.** Особливо характерні для вугленосних та інших гумідних сіроколірних формаций. Форма конкрецій від кульової (сферосидерити), еліпсоїдальної і пальцевидної до лінзовидної і пластової, потужністю 1-20 см, рідше – до 1 м. Колір темно-сірий і сірий, структура пелітоморфна і

тонкозерниста, нерідко сферолітова волокниста, текстура нешарувата, рідше концентрично-шарувата і реліктово-шарувата. Звичними є глиниста, алевритова і піщана домішки. Нерідкі радіальні та субконцентричні тріщини (до 1-2 см) синерезису, заповнені карбонатними мінералами і які часто з центру конкрецій проникають на їх периферію. Тоді конкреція-септарія (септи – перегородки, які представляють собою жилки – заповнення тріщин синерезису) стає схожою на черепаху.

**Біоморфні сидерити.** Вони виникають у стадію діагенезу у відновних умовах, які настають швидко услід за осадконакопиченням в темних глинистих морських або лагунних товщах, багатих органічною речовиною. Сидерит цементує пористі шари черепашників, наприклад в нижній і середній юрі Кавказу та Криму, а іноді і кораловий біогерм (батські біогерми висотою до 14 м в темно-сірих глинах району Судака). В останньому випадку через велику внутрікоралітову і міжкоралітову пористість у породі не менше 60-75% сидериту. Можна розрізняти два петротипи: з кальцитовими та сидеритизованими біоскелетами.

**Кристалічні гранобластові сидеритоліти.** Вже за своєю крупнозернистою (0,05–10 мм і більше) структурою повинні розглядатися як своєрідні метаморфічні породи, хоч їх перекристалізація відбувалась ще в стратисфері, тобто задовго до метаморфізму в його вузькому розумінні. Прикладом можуть служити крупніші рифейські товщі (пласти у десятки метрів) бакальської світи Башкирії, які утворилися в результаті метасоматозу по доломітам і зберегли шарувату текстуру материнських порід. Щікавими є архейські та протерозойські сидерити джеспілітових формаций. В них сидерит також крупно- і глибококристалічний, тобто явно перекристалізований, парагенетично пов’язаний з магнетитом та кварцом і разом з ними утворює сидерито-магнетито-кварцову асоціацію залізистих кварцитів та залізних руд.

#### 1.4. Анкеритоліти

Мінералогічно вони близькі до доломітів, а генетично – до сидеритів: вони також утворюють сферичні, еліпсоїдальні, лінзовидні та пластові конкреції в глинах, алевролітах та пісковиках вугленосних та інших прибережно-морських і більш глибоководних сіроколірних, тобто гумідних, формаций, наприклад в карбоні Донбасу та юрі Кавказу. Їх структура мікро-, тонко-, дрібно- і

середньозерниста, гранобластова і сферолітова, домішки – глиниста, алевритова або піщана. В останньому випадку структура анкериту більш крупнозерниста.

## 1.5. Магнезитоліти

Магнезитоліти білі або сірі, забарвлени органічною речовиною, пелітоморфні та яснокристалічні, аж до гігакристалічних гранобластових, нешаруваті або з реліктою шаруватістю, тяжіють до евапоритових формаций. Найбільш розповсюджені два петротипи:

**Пелітоморфний** білій, часто брекчійовий, потужністю, яка рідко перевищує 1 м, який утворюється частіше всього при високій солоності ( поблизу стадії насичення розчину NaCl) та значному вмісті  $MgSO_4$ ,

**Яснокристалічний, до гігакристалічного** (кристиали субромбоедричні до 2-3 см), сірі та світло-сірі, з реліктою тонкою шаруватістю заміщеного доломіту, зі збереженням чорного органічного пігменту, який підкреслює шаруватість. Утворює потужні (в десятки метрів) пласти і лінзи, які групуються у доломіто-магнезитову формацию (до 400 м) рифею Башкирського антиклінорію (м. Сатка). В Саткінських кар'єрах можна бачити вертикальні граници між магнезитами і доломітами, що вміщують їх. Граници однозначно показують на магнієвий метасоматоз доломітів при досить високій температурі (Анфімов та ін., 1983). Джерелом магнію, мабуть, були доломіти сусідніх ділянок, де він звільнювався з доломітів.

## 1.6. Манганоліти

Карбонати марганцю – родохрозити  $MnCO_3$  – часто кальцієві ( $MnCa$ ) $CO_3$ , олігоніти ( $MnFe$ ) $CO_3$  і манганокальцити ( $CaMn$ ) $CO_3$  – безколірні або рожеві, часто з чорними дендритами та плямами окислів марганцю, пелітоморфні землисті і сферолітові, оолітові і пізолітові, формують пласти потужністю, як правило, менше 1 м або до 2-3 м, залягають серед кременевих, наприклад спонголітових, порід і з наближенням до берега замінюються окисними манганолітами. Головніша марганцева епоха – пізній олігоцен (Нікополь, Чіатура, Лаба, Мангишлак, Полунічне та інші родовища східного схилу Уралу).

## 2. МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ КАРБОНАТНИХ ПОРІД

Карбонатні породи спочатку вивчають і описують макроскопічно, потім у шліфах. Зрештою, з використанням спеціальних літологічних досліджень, їхній склад уточнюють застосувавши імерсійний метод, метод забарвлення, термічний, хімічний та рентгено-структурний аналізи. Якщо, наприклад, карбонатні породи містять глинисті домішки, їх вивчають, у разі необхідності, за допомогою методів дослідження глинистих порід.

### 2.1. Макроскопічне вивчення карбонатних осадових порід

Після проведених описів карбонатних порід у відслоненнях дослідження, слід продовжувати їх макроскопічного вивчення Карбонатні породи у зразку візуально, а також за допомогою лупи, з використанням соляної кислоти можна вивчити досить детально. Якщо необхідно, то вивчення можна поглибити за допомогою інших методів дослідження використовуючи при шліфовки, а також воду, соляну кислоту, барвники, гас, трансформаторне масло тощо.

**Колір.** Під час вивчення карбонатних порід важливо зазначати колір як на свіжому зламі, так і на кірці звірюваня: у жовтий чи червоний колір може свідчити про про залізистість карбонату – присутності анкериту і сидериту. Навідміну від вапняків, які діагностуються з білим чи світло-сірим кольором, доломіти часто мають жовтуватий колір, деколи з рожевуватими чи зеленкуватими відтінками.

**Структура.** Структуру, залежно від завдань дослідження, вивчають з різною детальністю.

Крупно-середньозернисті структури, у яких розмір зерен більше 0,1 мм, встановлюються неозброєним оком. У взірцях можна спостерігати за змінами у розмірі зерен, ступіню однорідності зерен та форми зерен тобто охарактеризувати структурно-генетичний тип породи – *зернистий, оолітовий, органогенний чи уламковий*. Дрібно-мікрозернисті і колоїдально-зернисті породи макроскопічно виглядають майже так само як афанітові чи пелітоморфні. Всі ці деталі слід зазначати під час опису структур породи.

Органогенні чи дегритові (уламкові) структури намагаються описати детальніше. Потрібно брати до уваги, що структурні особливості карбонатних порід краще спостерігаються на звітрілій поверхні; часом вапняки на свіжому сколі майже однорідні, тоді як на звітрілій поверхні є крупно уламковими.

**Злам.** Особливості структури відображаються у зламі: мікрозернисті породи характеризуються землистим зламом та забруднюють руки (крейда), натомість міцні – фарфороподібним чи раковистим зламом. Деколи, середньо-крупнозернисті породи вирізняються кристалічним бліскучим зламом, який притаманний для криноїдних міцних вапняків. У разі, якщо ці вапняки погано з cementовані, то злам тоді називають пісковиковим або зернистим.

**Текстура.** Текстури карбонатних порід, як і структури відрізняються великою різноманітністю. Досить розповсюдженими є як не шаруваті так і шаруваті породи представлені горизонтальною, зрідка хвилястою чи косою шаруватістю. Часом трапляються біогенні текстури, зокрема, іхнітові (мулоїдні або текстури ходів мукоїдів), а також підводносповзневі; крім того, часто трапляються діагенетичні і епігенетичні текстури – заміщення, розчинення, стилоліти, сутури тощо.

**Мінеральний склад.** Вивчаючи мінеральний склад карбонатних порід, вирішуються три завдання: 1) чи ця порода є карбонатною; 2) якими карбонатними мінералами порода представлена; 3) який склад некарбонатних домішків присутній у породі.

Отже, макроскопічне вивчення допомагає досліднику у визначенні і пізнанні природи утворення карбонатних порід. Навіть, колір свіжої гірської породи в порівнянні з кіркою звітрювання дозволяє розрізнати вапняки, які відбілюються на поверхні, від доломітів, які переважно є жовтуватими. Анкерити на звітрілій поверхні червоні в результаті окислення двохвалентного заліза. Сидерити ж навпаки – темно-червоні, а родохрозити – ще темніші.

Прості хімічні реакції широко використовуються у польових

умовах. Наприклад, на свіжій поверхні вапняка активно реагує 3-5% розчин соляної кислоти створюючи ефект кипіння. Натомість, цей самий розчин соляної кислоти набагато слабше вступає в реакцію у доломітах, а на поверхні магнезитів і сидеритів – взагалі майже не реагує.

В якості діагностичних реакцій для відміни вапняків і доломітів можна використовувати наступне.

**Реакція Хіндена.** Стерта в порошок порода (1 г) висипається в пробірку з розчином  $\text{Fe}_3\text{Cl}_6$  (5 см<sup>3</sup>), пробірку закривають і взбовтують. Чистий доломіт викликає помутніння розчину, але після відстоювання розчин знову стає прозорим, колір його не змінюється. При наявності домішки кальциту розчин набуває червонуватого відтінку. Вапняк викликає інтенсивне виділення пухирців газу і появу студенистого корично-червоного кольору осадку.

**Реакція Войслова.** Порошок карбонатної породи розчиняють при слабкому нагріванні в соляній кислоті без надлишку. До відфільтрованого розчину додають аміак. Якщо в порошку вміст  $\text{MgO} < 3\%$  - осадку не утворюється, якщо  $\text{MgO} > 3\%$ , випадає осадок гідрату окису магнію.

Структура карбонатних порід макроскопічно може бути охарактеризована з різним ступенем детальноті. Крупно-середньозернисті структури видно неозброєним оком, більш дрібні не розрізняються між собою. У пришлифовках при змочуванні поверхні водою або іншими рідинами вдається виявити особливості будови, непомітні неозброєним оком. Про особливості структури нерідко можна судити по злому породи. Мікро зернисті мають землистий злом, середньо-крупнозернисті мають кристалічний бліскучий злом.

Текстури карбонатних порід відрізняються великою різноманітністю: широко розповсюджені не шаруваті і шаруваті породи. Які мають горизонтальну, косу і хвилясту шаруватість. Часті біогенні і епігенетичні текстири (заміщення, розчинення, стилолітові і сутурні).

Не карбонатна домішка, представлена піщано-алевритовим уламковим матеріалом, визначається під лупою досить легко. Глиниста домішка проявляється в темно-сірих забарвленнях і в м'якості породи. Широко розповсюджений польовий метод визначення глинистості – темна пляма після дії соляної кислоти.

### Приклад опису порід

Взірець 1. Верхня крейда, датський ярус, р.Бодрак, Крим.

Макроскопічний опис. Вапняк криноїдний, світло-сірий, нерівнозернистий, переважно органогенно-уламковий – дрібнодетритовий з більш крупними (5 мм) членниками криноїдей (20%), нешаруватий, слабо піскуватий, з пісковиковидним та іскристим зломом, пористий, середньої міцності, бурхливо закипає з HCl.

## 2.2. Визначення карбонатних мінералів за допомогою методу фарбування

Для діагностики карбонатних мінералів здавна використовували методи фарбування. Визначення карбонатних мінералів цими методами можна проводити в куску породи, в порошку, на пришліфовці або у шліфах. Шліф виготовляють для цього відкритий, або використовують звичайний шліф, звільнюючи частину його від покривного скла і канадського бальзаму.

Фарбування куска породи, порошку або поверхні аншліфа проводять як у холодному вигляді, так і при кип'ятінні. Шліф фарбують, як правило, без підігріву.

Один із головних методів фарбування карбонатних мінералів наведено в табл. 14.

Найбільш простий метод для відрізnenня кальциту (і арагоніту) від доломіту й інших карбонатів – метод виявлення карбонату кальцію – є реакція фарбування фіолетовим чорнилом, підкисленим соляною кислотою.

Метод запропонований у 1952 р. С. В. Тихомировим: чорнило краще приготувати із барвника метилвіолету. Його наливають на годинникове скло і підкисляють кількома краплями 5%-ної соляної кислоти до появи синього забарвлення (або зеленого – при меншій кількості кислоти). Краплю такого чорнила наносять на відкритий шліф на 1,5–2 хв, а потім залишки чорнила обережно видаляють фільтрувальним папером або змивають струменем води. Після цього шліф можна розглядати під мікроскопом. Кальцит, який травиться кислотою і затримує на своїй поверхні чорнило, забарвлюється у фіолетовий колір, а доломіт залишається незабарвленим або слабозеленуватим. Якщо пізніше необхідно видалити чорнило з поверхні кальциту, шліф промивають водою з милом. Ця реакція надійна для відносно крупнозернистих порід (крупніше 0,05 мм), тому що дрібнозернистий доломіт теж забарвлюється чорнилом.

Г. Л. Піоторовським у 1956 р. на нашому факультеті розроб-

лений метод фарбування карбонатних порід лужними розчинами барвника титанового жовтого (або тіозилового жовтого), який застосовують для визначення тонкозернистих і пелітоморфних порід, зокрема, для виявлення та розділення доломіту, кальциту і магнезиту.

Розглянемо детальніше методику фарбування карбонатних порід методом Г. Л. Піотровського.

### Хід аналізу

Готуємо два розчини барвника – слаболужний і сильнолужний: слаболужний – у 100 мл води розчинити 0,1 г барвника титанового жовтого і 0,1 г їдкого натру NaOH; сильнолужний – у 100 мл води розчинити 0,1 г барвника титанового жовтого і 3 г їдкого натру NaOH. Зразки досліджуваної породи протравлюємо 5%-ним розчином соляної кислоти для надання поверхні пористості, промиваємо водою і поміщаємо в стаканчики з відповідним розчином барвника. Вміст стаканчиків кип'ятимо 10–15 хв, зразки витягаємо з розчинів і добре промиваємо водою. Після цього за забарвленням зразків визначаємо породу.

Цей метод фарбування – один із зручних і швидких польових методів визначення карбонатних порід (табл. 16).

У сильнолужному розчині барвника зразки забарвлюються:  
 доломіт – у бурячковий колір;  
 магнезит – у яскраво-червоний (цегляно-червоний) колір;  
 кальцит – не забарвлюється;

глинисті домішки забарвлюються в лимонно-жовтий колір.

У слаболужному розчині барвника ні кальцит, ні доломіт не забарвлюються, а магнезит забарвлюється у жовтий або навіть у червоний колір.

Таблиця 16

### Методи фарбування карбонатних мінералів

Автор реакції та реагенти	Умови виконання реакції	Результати реакції	Примітка
I. I. Лемберг (1887). 10-15% водний розчин $\text{Fe}_2\text{Cl}_3 - 12\text{H}_2\text{O}(\text{NH}_4)_2$	Непокритий прозорий шліф занурюють у розчин хлорного заліза на 1,0–1,5 хв для дрібнозернистих порід і 1,5–2,0 хв для	Після обробки хлорним залізом на кальциті утворюється я плівка $\text{Fe(OH)}_3$ ,	Межі між суміжними зернами кальциту губляться. Можуть залишитися незафарбованими центральні частини крупних кальцитових зерен. За вказівкою

	крупнозернистих порід або крапають на шліф краплю реактиву. Після промивання водою крапають краплю сірчистого амонію на кілька секунд (до 1 хв) і знову промивають водою	яка чорніє від сірчистого амонію. Доломіт залишається я без змін	В. Б. Татарського реакція надійна, якщо розміри зерен не менше 0,02–0,01 мм
--	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------

Продовження табл. 16

I. I. Лемберг (1888). Чотири частини $\text{Al}_2\text{Cl}_6$ розчиняють у 60 частинах води і кип'ятять 25 хв з шістьма частинами ампешевого дерева. Замість ампешевого дерева можна брати 0,6 частин його фарбувальної основи гематоксиліну (Фербенкс, 1925). Розчин нагрівають до кипіння і після охолодження додають кілька крапель перекису водню $\text{H}_2\text{O}_2$	Шліф занурюють на 5 хв у реактив і, якщо забарвлення недостатнє, витримують у реактиві до 10 хв і промивають водою	Кальцит зафарбовується у фіолетовий колір, доломіт залишається незафарбованим	Треба уникати товстого шару лаку: його легко змивати водою
I. I. Лемберг (1892). 10% розчин $\text{AgNO}_3$ + 20% розчин $\text{K}_2\text{Cr O}_4$	Шліф занурюють у розчин азотнокислого срібла, на-грітий до $60^\circ - 70^\circ\text{C}$ і витримують 2-5 хв. Після промивання водою діють розчином хромово-кислого калію від кількох секунд до 1	Плівка вуглекислого срібла, яка осідає на кальциті, зафарбовується у червоно-оранжевий колір.	Кольорова плівка не стискається і не фарбується. Можуть зафарбуватися і некарбонатні мінерали. Треба перевіряти забарвлення частини шліфа 10% оцтовою або 0,04% азотною кислотою. В тонкозернистих

	XВ	Доломіт залишається незафарбованим	породах плівка може утворитися і на доломіті
Д. С. Белякін, В. В. Ланін, І. А. Острівський (1940). 2% HCl	Поліровані шліфи протравлюють 2% соляною кислотою протягом 20 с	Кальцит у відбитому світлі темний, а доломіт зберігає білу поліровану поверхню	Метод добре виявляє структурні особливості кальцитово-доломітових крупнозернистих порід. На протравленіх поверхнях пори у породі мають такий же вигляд як кальцит

Продовження табл. 16

Роджерс (1940).	Полірований шліф занурюють на 5-6 год у розчин азотнокислої міді поліруваною поверхнею вниз. Під один з кутів аншліфа підкладають предмет-не скло, щоби полірована поверхня не дотикалася до дна посудини. Витягнутий із посудини аншліф без промивання і просушування занурюють на кілька секунд у аміак. Зразок промивають	У розчині азотнокислої міді кальцит зеленіє, після аміаку – синіє. Доломіт залишається безбарвним, але втрачає полірування. Кварц і силікати залишаються без змін	Тонкозернисті доломіти і подряпини на поверхні зерен доломіту зафарбовуються як кальцит. У поруwartих породах невідмінні залишки азотнокислої міді зафарбовуються як кальцит. Зафарбована плівка міцна і стійка. А. Б. Габрилян застосував цю реакцію для прозорих шліфів
В. С. Тихомиров (1951). Фіолетове чорнило розводять 5% HCl до його позеленіння або посинння	Шліф рясно покривають таким чорнилом і залишають на 1,5–2,0 хв. Чорнило обережно видаляють покладеним на шліф фільтрувальним папером	Кальцит зафарбовується у фіолетовий колір, доломіт після видалення чорнила залишається незафарбованим або слабко зеленкуватим	Реакція надійна для порівняно крупнозернистих порід. Промивши шліф водою з милом, чорнило можна повністю видалити

Г. Л. Піetrosький (1956). 100 мл води, 0,1 г NaOH і 0,01 г титанового жовтого або тіазолового жовтого	Кусок породи кип'ятить у розчині 10-15 хв, промивається у воді	Магнезит зафарбовується в цегляно- червоний колір, глиниста речовина - у лімонно- жовтий. Доломіт і кальцит не зафарбовують- ся	Реакції рекомендовані для тонкозернистих пелітоморфних порід. Для крупнозернистих порід метод не рекомендують, оскільки пілівка лаку легко відстас в разі кип'ятіння і промивання зразка. Зафарбовані зразки треба зберігати у спирті
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Продовження табл. 16

Г. Л. Піetrosький (1956). 100 мл води, 3 г NaOH, і 0,01 г титанового жовтого або тіазолового жовтого	Кусок породи кип'ятиться у розчині 10 - 15 хв, промивають у воді	Магнезит і доломіт зафарбовується у цегляно- червоний колір, глиниста речовина - у лімонно- жовтий	
Н. В. Логвиненко і Н. К. Заболотна (1954). 25 мг паранітробензолаз орезорцину розвиняють у 500 г спирту і 500 г води. Додають КОН або NaOH до отримання синього кольору	Порошок або пришліфовку кип'ятять 2-3 хв у розвчині, потім промивають водою до отримання безбарвних промивних вод	Доломіт, маг- незит, брей- нерит зафар- бовуються у синій колір. Без кип'ятіння доломіт не зафар- бовується, магнезит стає синім, а залізо- магнезіальні карбонати - сірими	Реакція на розділення магнезіальних карбонатних порід від немагнезіальних. Глиниста речовина адсорбує барвники, а також зафарбовується

Н. В. Логвиненко і Н. К. Заболотна (1954). В 15 мл спирту розчиняють 1-2 г еозину, промивають 3 мл 25% розчину KOH	Порошок кип'ятять у розчині 2-3 хв і промивають водою	Доломіт залишається незафарбованим, магнезит стає яскраво- рожевим, брейнерит – блідо-рожевим, сидерит – сірим	Глиниста речовина адсорбує барвник. Г. Л. Пітровський (1956р) рекомендує для розпізнавання доломіту після фарбування еозином проводити фарбування титановим жовтим
М. Фадесев (1936). У 100 частинах кип'ячої води розчиняють 2–3 частини дифенілкарбазиду і 4–5 частин KOH або NaOH, фільтрують	Пластинку нагрівають до 60–70 °C, занурюють у киплячий розчин, де витримують 20–30 хв, промивають	Магнезит зафарбовується у фioletовий колір, доломіт залишається незафарбованим	Після фарбування пластинку наклеюють на предметне скло, і з неї готовують звичайний шліф. В. Б. Татарський (1955) назначає про можливість виготовлення шліфів і пластиночок, забарвлених іншими способами

### 2.3. Вивчення карбонатних осадових порід у шліфах

Вивчення карбонатних порід у шліфах є більш важливим, ніж для інших порід, оскільки різноманітні структурні форми цих мінералів, особливо кальциту (органогенного, хемогенного, уламкового), можуть бути установлені часто тільки мікроскопічно. Можливість проводити на відкритих шліфах мікрохімічні реакції, забарвлення та застосування імерсійного методу ще більше підвищує значення цього виду вивчення.

Вивчення та опис карбонатної породи у шліфах проводять за загальною схемою, точніше, за схемою вивчення глинистих та кремени-стих порід. Після назви описують колір, особливості будови у крупному плані (ступінь однорідності), структуру, текстуру, склад, включення, пористість, вторинні зміни та інші ознаки.

Разом з карбонатними мінералами описують глинисту домішку. Слід мати на увазі, що її перш за все важко побачити: більш рельєфні карбонатні зерна, які мають яскраві кольори інтерференції, сильно маскують глинисті мінерали, які відрізняються більш низьким заломленням і неяскравими

кольорами інтерференції. Тому глиниста домішка при вмісті до 20-25% у шліфі практично не буває помітною. Глиниста речовина краще виявляється у тонких ділянках шліфа, особливо по його краях, де менше мозаїки карбонатних зерен. Між цими ізометричними зернами стають видимими як у прохідному свіtlі, так і у схрещених ніколях видовжені глинисті луски. Непрямі ознаки глинистої домішки – мутний сірий колір породи і мікрозернистість. Однак ці ознаки можуть привести до помилки – також виглядають і деякі чисті мікрозернисті вапняки (наприклад, крейда). Найбільш надійна непряма ознака – мікрошаруватість, яка обумовлюється неоднаковим вмістом глинистої речовини.

Піщано-алевритовий матеріал краще описувати окремо. Його діагностика, як правило, не важка. Необхідно тільки мати на увазі, що через часту кородованість карбонатною речовиною уламкові зерна, особливо, кварц, можна прийняти за аутигенні.

Аутигенні мінерали, найчастіші з яких кварц, халцедон, глауконіт, фосфати, пірит, гіпс, барит, менше – польові шпати, цеоліти, як правило, добре впізнаються. Крім звичайних ознак важливо вияснити їх співвідношення з основними мінералами, форму (виповнення пустот, заміщення і т.д.) та послідовність виділення.

## Мікроструктури карбонатних порід

Карбонатна порода, особливо дрібно- та мікрозерниста, у шліфі часто виглядає сірою, що пояснюється значним заломленням карбонатних мінералів. Темна тонкорозсіяна алеврито-пелітова домішка посилює сіре забарвлення.

У шліфі виділяють всі структурні різновиди карбонатних порід, включаючи і дуже тонкі – дрібно-, мікро- і колоїдно- (або колоїдально-) зернисті, а також шламові та інші, які макроскопічно не розрізняються та описуються як афанітові або пелітоморфні. При дуже великих збільшеннях (до 1000-кратних) стають помітними і розрізними коколіти, які мають розмір у десятисячні долі міліметру – вони нерідко є головною частиною крейди та мергелів.

Що стосується структури, то, як правило, розрізняються наступні її типи:

1. Мікрозерниста, без закономірного орієнтування зерен, наслідком чого є агрегатна поляризація (відсутність погасання, так як гаснуть дрібні кристалики неодночасно); вона властива деяким форамініферам і майже всім водоростям.

2. Тонкофіброва – у багатьох форамініфер, у остракод, трилобітів, коколітів та інших волокнисти кристалики кальциту не можна побачити у мікроскопі, але за чітким хвилястим, нерідко правильним хрестоподібним погасанням можна відновити їх орієнтування, як правило, перпендикулярного до стінки, у круглих камерах – радіального.

3. Фіброва, або волокниста, - у деяких брахіопод та пелеципод, серпул; волокна стають видними при великих збільшеннях, розташування їх закономірне, погасання хвилясте.

4. Пластиначата – у багатьох брахіопод, моховаток, зокрема у пелеципод: пластинки, на поперечному зрізі схожі на волокна, орієнтовані з різним ступенем досконалості поперек стінки, косо або безладно; нерідко вони гофровані; погасання частіше всього хвилясте, але не чітке.

5. Призматична – у деяких брахіопод та багатьох пелеципод; призми зазвичай орієнтуються поперек стінки або косо до неї, досягають (у іноцерамів) декількох міліметрів у товщину і стають видними простим оком.

6. Крупнакристалічна – у голкошкірих; розміри кристалів іноді досягають 1-1,5 см, мають правильну (круглу, зірчасту та інші) форму та правильну сітчастість, яка полегшує скелет.

Черепашка може бути як одношаровою, так і багатошаровою (деякі брахіоподи, моховатки, корали, серпули, майже всі молюски), яка утворена шарами з різною структурою.

Вивчення структури тісно пов’язано з вивченням складу карбонатних порід та їх не завжди легко виділити. Так, визначаючи та описуючи біогенний матеріал, ми визначаємо не тільки структуру породи, але і її склад як у широкому (літологічному), так і у вузькому (мінералогічному) значенні. Однак все ж таки можна намітити деяку послідовність при описі структури і складу.

*Майже кожний вапняк, як і пісковик, складається з двох частин – „зерен” (черепашок, оолітів, грудок і т.д.) і основної маси, яка є начебто їхнім цементом.* Спочатку необхідно відзначити цю особливість, визначити вміст кожної частини і потім описувати окремо, починаючи з переважної, відзначаючи одночасно і структуру, і склад. Під час опису органогенних компонентів слід відзначати їх вміст у породі, ступінь збереженості (добра, гранульовані, перекристалізовані і т.д.), розмір, характер решток (уламки або цілі черепашки, обкатаність), органогенную форму, мінералогічний склад та внутрішню будову, за якими визначається систематичне положення органічних решток.

Визначення може бути самим загальним у межах типу і класу або, якщо є можливість, більш конкретним, до ряду або родини. Однак, нерідко доводиться давати умовні визначення або залишати без назви ті чи інші рештки організмів. В цьому випадку вони повинні бути особливо докладно описані та замальовані, щоби можна було їх потім визначити.

При описі оолітів крім вмісту, розміру, форми відзначають їх будову та склад: наявність центрального зародкового зерна, його склад, товщина оолітової частини, її склад, текстура (концентричність, кількість та товщина оболонок), структура (зерниста, радіально-промениста, яка зазвичай розвивається по зернистій). Необхідно відзначати випадки розколювання, обкатаність та кородованість оолітів, заміщення їх іншою речовою. Іноді в одному ооліті оболонки розрізняються за складом та домішками, на що також треба звернути увагу.

Опис грудок, псевдоолітів, згустків, уламкових карбонатних зерен проводиться за цією ж схемою. Необхідно звертати увагу на їх однорідність за розміром, формою, структурою, складом і т.д. та намагатися знайти ознаки, які указують на їх походження (рештки організмів, копроліти, ооліти, уламки і т.д.).

*Опис основної маси* полягає у характеристиці її структури та складу: розміру зерен, ступеню рівно- або різнозернистості, форми зерен, мінералогічного складу з характеристикою кожного мінералу (вміст, форма, розмір, діагностичні ознаки, стадія виділення).

## Діагностика карбонатних мінералів

Діагностика карбонатних мінералів має певні труднощі через велику схожість кристалографічних та оптичних властивостей і дуже розвинутого ізоморфізму.

Головні карбонатні мінерали – група кальциту (кальцит, магнезит, сидерит, доломіт, анкерит та ін.) – кристалізуються у тригональній сингонії, мають досконалу спайність по ромбоедру, яка мало відрізняється по куту (не більше 1-20, оптично одноосні, від'ємні і мають сильне двозаломлення, характеризуючись однаковим, перламутровим або білим ( рожевим) вишого порядку інтерференційним забарвленням та ясним псевдоплеохроїзмом у прохідному світлі (завдяки зміні рельєфу при обертанні столика зерна якби плеохроюють у сірих тонах – від безбарвного до сірого). Наближеність іонних радіусів катіонів приводить до широкого

розвитку їх ізоморфних взаємних заміщень і, отже, до поступової зміни не тільки хімічного складу, але і оптичних властивостей, що також утруднює їх розділення.

З іншої групи карбонатів – групи арагоніту, - які кристалізуються у ромбічній сингонії і являються двоосними з невеликим кутом оптичних вісей (практично одноосними), тільки арагоніт приймає активну участь у складі карбонатних порід. Їх оптичні властивості (від'ємний знак і дуже сильне двозаломлення) того ж порядку, що і у групі кальциту. Кристалографічно вони псевдогексагональні, тобто схожі на мінерали групи кальциту.

Все це свідчить про те, що визначення карбонатних мінералів не може базуватися на одному методі, а є комплексним; крім вивчення у взірці і у шліфах велике значення має імерсійний метод, хімічний та термічний аналізи, а також методи забарвлення.

Перш за все зупинмося на можливостях визначення карбонатних мінералів у шліфах. Вони базуються перш за все на різницях кристалізаційної сили карбонатних мінералів, а також, почасти, на різницях кольору, показників заломлення та двозаломлення і у арагоніту – на його двоосності та субпризматичності. Кристалізаційна сила найменша у кальциту, значно більше у доломіту і максимальна у сидериту. У відповідності з цим зростає ступінь ідіоморфізму та зменшується розмір зерен і різновернистість структури.

Вапняки часто бувають різновернистими, нерідко в одному шліфі – від крупно- до мікрозернистих; форма зерен неправильна, складна, сильно лапчаста (їх контур не тільки ламаний, але і криволінійний) (рис. 13а).

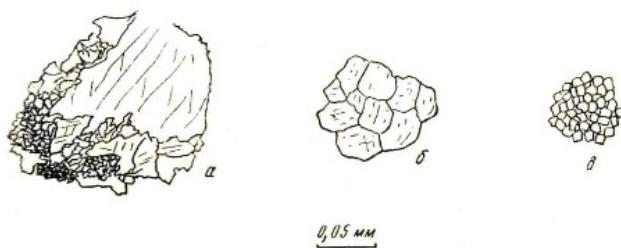


Рис. 13. Структурні різновиди головних карбонатних порід  
α – різновернистий мінеральний агрегат (вапняк)  
β – рівномірнозернисте розташування зерен (доломіт і

анкерит)

в – рівномірнозернисте розташування зерен (сидерит)

Структура доломітів (див. рис. 4б) значно більш рівномірнозерниста, частіше всього просто рівномірнозерниста, за розміром зерен – від середньо- до мікрозернистої; менше вони бувають крупнозернистими; форма зерен значно більш проста і правильна, ніж у кальциту; вона прагне до ромбоедричної.

Сидерит, якщо він не сферолітовий, а зернистий, має рівномірнозернисту, мікро- або дрібнозернисту структуру (див. рис. 4в) і правильну, субромбоедричну форму зерен, які часто бувають кородовані мінералами гідроокислів заліза, що часто утворюються при окисленні сидериту; окислення відбувається швидко, і тому сидерити, а також анкерити у шліфі завжди мають рожеве забарвлення та асоціюються із залізистими гідроокисними мінералами, що служить додатковою ознакою.

Природно, відмінності структур, які обумовлені різною кристалізаційною силою мінералів, не універсальні, оскільки вони нерізкі. Тому на одній цій озناці не можна ґрунтувати визначення складу породи. Все ж вказана ознака важлива і дозволяє навіть в одній породі розрізняти доломіт і кальцит: у доломітизованих вапняках доломіт утворює зазвичай ідіоморфні ромбоедричні кристали, тому що кальцит – мінерал з меншою кристалізаційною силою – перешкоджає його росту менше, ніж доломітові зерна у чистому доломіті. Ідіоморфна форма у даному випадку не є показником більш раннього у порівнянні з кальцитом виділення доломіту: часто він утворюється на стадії епігенезу.

Іншою кристалографічною особливістю, яка допомагає розрізняти кальцит і доломіт, є наявність полісинтетичних двійників у першого і їх відсутність у доломіту (і анкериту, сидериту). Оскільки двійникування проявляється у досить крупних кристалах (більше 0,1 мм) і частіше утворюється при наявності тиску (у мармурах кальцит, як правило, повністю здвійникований), не можна відносити до доломітів породи, карбонат яких не здвійникований.

До арагоніту часто відносять всі голчасті та волокнисті мінерали, що приводить до помилок, оскільки і кальцитові ці форми властиві. У шліфах арагоніт може бути визначений за його двоосністю, хоч через малий кут оптичних вісей для цього необхідні розрізи, у яких принаймні одна з оптичних вісей та гостра бісектриса повинні бути у полі зору. Другою ознакою є пряме, у

відношенні до спайності, погасання арагоніту, а у кальциту воно косе, симетричне (рис. 14). Правда, спайність у арагоніту виражена не завжди добре і часто непомітна, як і у дрібних кристалах кальциту і доломіту.

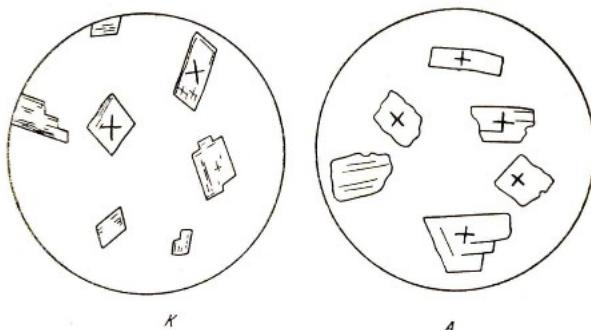


Рис. 14. Форма спайних уламків мінералів груп кальциту (К) і арагоніту (А) та напрям коливань світла у них (+)

Використовування відмінностей заломлення та двозаломлення карбонатів для їх діагностики у шліфах ще менш надійне, але корисне. Кальцит і доломіт (перший частіше, ніж другий) дають розрізи з пр менше, ніж заломлення бальзаму; в інших мінералах таких розрізів немає. При однаковій товщині шліфа кальцит і арагоніт мають більш яскраве, перламутрове інтерференційне забарвлення, а доломіт та інші мінерали (через їх велике двозаломлення) – біле або рожеве, у цілому більш непоказне інтерференційне забарвлення вищого порядку, хоч на краю шліфа через меншу його товщину і у ряді зерен у всій масі породи внаслідок перерізу, наближеного до перпендикулярного до оптичної вісі, і доломіт має перламутрове, тобто більш низьке інтерференційне забарвлення.

Крім названих відмінностей доломіт частіше, ніж кальцит, буває мутним за рахунок пилуватих непрозорих включень. Точніше можна визначати оптичні властивості у шліфах за допомогою імерсійного методу та забарвленням.

### Скелетні породотвірні залишки організмів

Органічні рештки визначають за їх формою, розміром, внутрішньою структурою та мінеральним складом, у даному випадку майже виключно кальцитовому, менше – арагонітовому.

Рештки тварин у вапняках представлені камерами форамініфер, спікулами губок, скелетами коралів, моховаток, члениками-монокристалами голкошкірих, трубочками серпул, черепашками брахіопод та молюсків, панцирами трилобітів та черепашками остракод та ін.

*Форамініфири* – одноклітинні тварини мікроскопічного розміру (найбільш дрібні з них мають розмір приблизно 0,01 мм), іноді більш крупні, які видно без мікроскопу (фузуліни – до 3-5 мм, нумуліти – до 5 см) – зазвичай мають зовнішній вапністий багатокамерний скелет (менше камери хітинові або піщанисті, аглютиновані).

Характерна форма камер та дрібні розміри, які сприяють кращій збереженості, в більшості дозволяють безпомилково відрізняти їх від інших груп організмів (остракод, серпул, спікул губок, дрібних молюсків та інших) і визначати з точністю до родини, ряду, роду та виду (рис. 15).

Додаткова діагностична ознака, на якій у теперішній час ряд палеонтологів починають будувати систематику деяких груп форамініфер, – структура стінки камер. Їм властива або мікрозерниста, або тонкофіброна структура. Мікрозернисту структуру, завдяки якій стінки часто здаються темними, мають в основному палеозойські форми (зокрема фузуліни). Можливо, частково або повністю мікрозерниста структура є вторинною, яка розвивалася по тонкофібрівій внаслідок грануляції. Фіброна структура властива більшості форамініфер, включаючи і деякі палеозойські форми (*Archaeodiscus*). Зазвичай стінка одношарова. Однак іноді розвивається два і більше шарів: у деяких фузулін з'являється внутрішній шар, який відрізняється комірчастістю і наявністю виступів у середині камери. Багатошарість в інших є наслідком накладання декількох обертів (наприклад, у кільових частинах камери). У третіх є внутрішній хітиновий шар.

Із інших ознак важливо відмічати наявність або відсутність каналів-пор у стінках камер, їх розмір, форму та розташування; наявність на зовнішній стороні камер виростів (шипів або голок), які допомагали бути форамініферам у товщі води; товщину стінки, її співвідношення із перерізом жилої камери, чим визначається масивність черепашки і умови життя організму: тонкостінні були планктонними, а форми із масивними черепашками – донними, мілководними (наприклад, нумуліти). Скелет останніх настільки масивний, що нерідко важко знайти житлову камеру: вона затиснута між масивними обертами і зазвичай фістончата

розділяється стовпчиками.

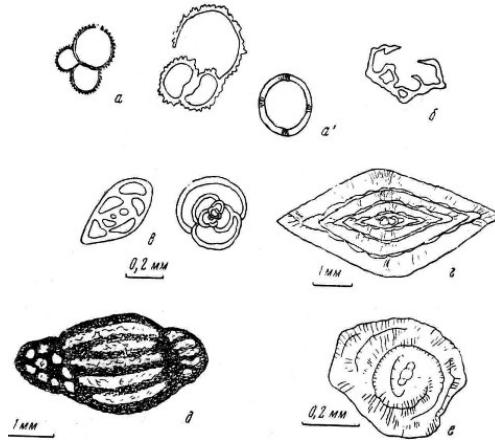


Рис. 15. Раковини форамініфер у шліфах: *a*, *a<sup>1</sup>* – глобігерини (нік +), *б* – глобітрункани, *в* – міліотиди (крейда; Зб 50<sup>х</sup>), *г* – нумуліти (палеоген; Зб 10<sup>х</sup>), *д* – фузуліни з мікрозернистою стінкою, *е* – археодискус з радіально-променистою стінкою (карбон; Зб 15<sup>х</sup>) (з використанням В. Т. Фролов, 1964)

Губки мають внутрішній скелет, який складається з кременистих або вапністих спікул, які частіше всього після смерті організму розділяються. Вапністі спікули більш рідкі у порівнянні з кременевими, мають одно-, трьох- або чотирьох променисту форму, дуже тонкий (на відміну від кременевих спікул) вісьовий канал; погасає спікула одночасно. Розміри спікул частіше мікроскопічні; їх видно при малих збільшеннях.

Корали мають зовнішній арагонітовий скелет, який складається, як правило, з двох шарів, які складені нормально розташованими фібрими (рис. 16). Фібри поєднуються в пучки, останні – у балочки або трабекули; і ті і інші часто віялоподібні, радіально-променисті, у центрі більш темні, завдяки чому по вісі трабекул проходить темна смуга. При фосилізації арагоніт переходить у кальцит, причому фіброва будова в одних випадках зберігається, в інших скелет заміщується тонко- або більш крупнозернистим кальцитом. Тоді дрібні уламки можна сплутати з моховатками, якщо не видно септ. Крім того, коралам властива менш правильна і більш груба комірчастість.

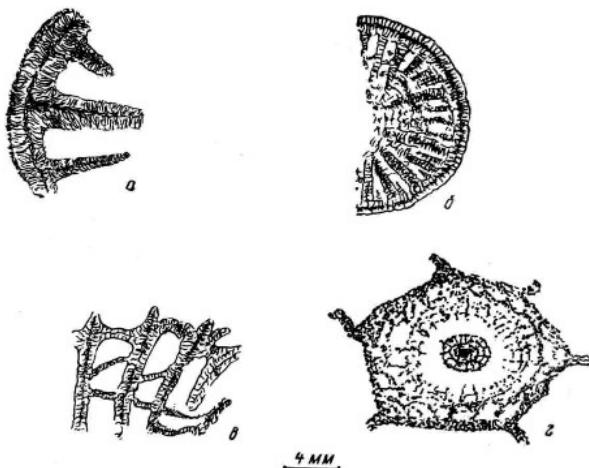


Рис. 16. Скелетні залишки коралів. *а* – фіброзна двошарова стінка мезозойського шестипроменевого коралу; *б* – фіброзна двошарова стінка палеозойського коралу; *в* – фіброзна двошарова стінка палеозойського колоніального коралу; *г* – гранулізована стінка палеозойського коралу (36 5<sup>х</sup>, нік 1) (з використанням В. Т. Фролов, 1964)

*Моховатки* широко розповсюджені з палеозою до теперішнього часу, - колоніальні прикріплені тварини з вапняковим (з домішкою  $MgCO_3$ ) зовнішнім скелетом. Форма скелету різноманітна: частіше всього це гіллясті та сітчасті утворення, у яких нерідко візуально видно комірки – у них знаходився організм (зооїд). *Моховатки*, як правило, мають одношарову тонкопластинчату стінку, причому пластини, часто вигнуті, орієнтовані паралельно до стінки. Деякі з них мають зернисту структуру, яка, можливо, є вторинною. Деколи спостерігається двошаровий скелет: внутрішній шар фіброзний, з перпендикулярним до стінки орієнтуванням фібр (рис. 17).

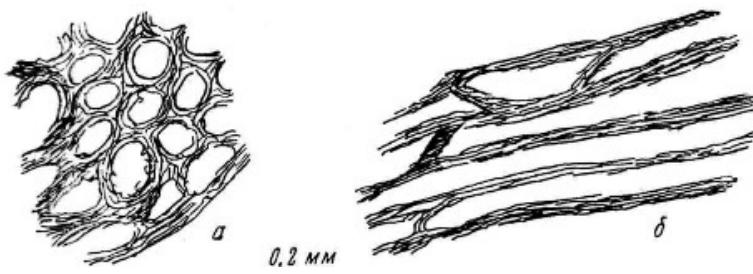


Рис. 17. Скелетні залишки мшанок: *a* – поперечний переріз, *б* – поздовжній переріз (Крим, дат; Зб 50<sup>х</sup>, нік 1) ( з використанням В. Т. Фролов, 1964)

Від інших комірчастих форм моховатки відрізняються досить чітко: від коралів – меншими розмірами комірок, більшою їх правильністю, більшою товщиною та структурою стінки; від криноїдей – більшими розмірами та меншою правильністю комірок, а також структурою стінки; від водоростей – більшими розмірами комірок, часто і структурою стінки; від брахіопод, які також мають пластинчату будову стінки, відрізняються комірчастістю і більш тонкою структурою.

*Голкошкірі* мають підшкірний вапнистий (з домішкою  $MgCO_3$ ) скелет, який складається з крупних (до 1-1,5 см) монокристалічних пластин – члеників, зазвичай правильно перфорованих, і голок тієї ж будови, які виступають назовні. У схрещених ніколях вони чітко відрізняються від інших решток погасанням як монокристалу, великими розмірами, округлою, зірчастою та іншою правильною формою (рис. 18), тонкою (0,01-0,03 мм) сітчастістю. У викопному стані членики, як правило, розділені; по ним можуть бути визначені тільки крупні підрозділи.

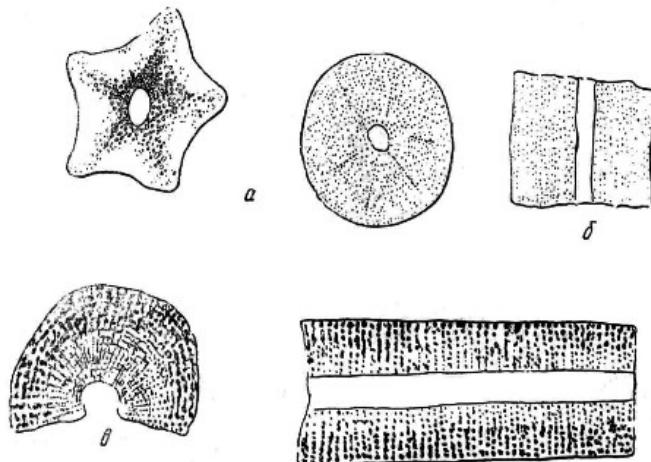


Рис. 18. Членики голкошкірих: *а* – поперечний переріз, *б* – поздовжній переріз стеблин морських лілій, *в* – поперечний і *г* – поздовжній переріз голок морських їжаків ( $36^{\circ}50'$ , нік 1) (з використанням В. Т. Фролов, 1964)

Найбільшу породоутворючу роль відіграють членики морських лілій, саме членики стебел – круглі, овальні, пентагональні або зірчасті у поперечному перерізі і чотирьохкутні – у поздовжньому (вертикальному, з осьовим каналом і правильною або неправильною сітчастістю. Максимально розвинуті криноїдні вапняки у девоні, карбоні та юрі; є відомості, що вони зустрічаються з докембрією.

Морські їжаки, більш розвинуті у мезозої і кайнозої, ніж у палеозої, також являються важливою породоутворюючою групою. Від члеників морських лілій голки їжаків відрізняються видовженою формою, нерідко неоднаковою товщиною, відсутністю каналу або, навпаки, широким каналом, більш складною і гармонійно побудованою сіткою з ясно вираженою на поперечних зрізах радіальністю.

Вторинні процеси приводять до витирання сітчастої будови: комірки заповнюються кальцитом, спочатку дрібнозернистим, який ще виділяється при погасанні, але потім він набуває загальне з монокристалом оптичне орієнтування і гасне водночас з ним. Часто розвивається полісинтетичне двійникування, регенерація та корозія органогенного кальциту. Однак при уважному розгляді, навіть у сильноzmінених породах, можна відрізнити ехіноїдний кальцит від неорганічного по реліктах форми, почasti сітчастості (по

забрудненню і т.д.).

Черви іноді мають вапнисту (з  $MgCO_3$ ) черепашку-трубочку, як правило, більш менш вигнуту або спірально закручену. Вони широко розповсюджені у відкладах всіх систем, починаючи із силуру. У крейдяних та третинних відкладах серпули приймають участь у будові рифів або складають пласти. Будова стінки, мабуть, різна; пластинчата, зерниста і фіброзна радіально-промениста. Остання, зокрема, властива верхньокрейдяним (датським) серпулам Криму, у яких є ще другий мікро- (або колоїдално-) зернистий, вірогідно, хітиново-вапнистий шар (рис. 19).

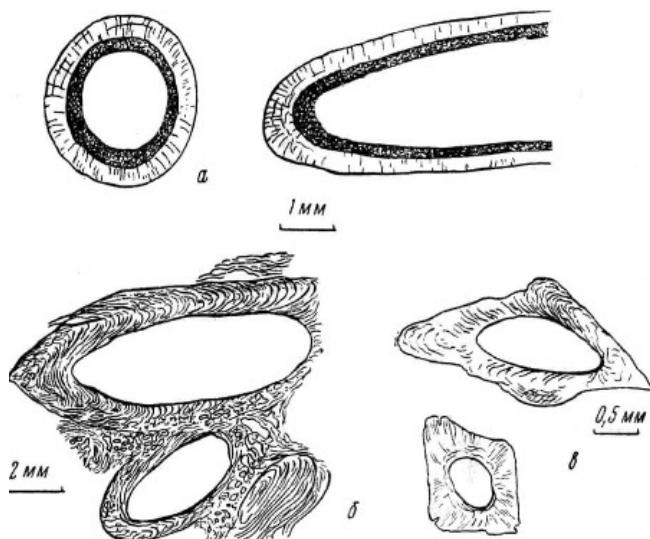


Рис. 19. Трубочки червів – серпули: *а* – двошарові, поперечні та діагональні перерізи, *б* – випадковий переріз через зігнуту трубочку, *в* – поперечні і косі перерізи (Крим, верхня крейда, дат; 36<sup>20</sup>, нік 1) (з використанням В. Т. Фролов, 1964)

*Braхiоподи* (рис. 20) мають вапнисту (з невеликою домішкою  $MgCO_3$ ) або хітиново-фосфатну (беззамкові оболюси, лінгули, дисцинії) черепашку. Будова стінки, мабуть, неоднакова у різних групах. Мають перевагу одношарові черепашки, які складені з тонких ( $< 0,01$  мм) або дещо більш грубих (0,01-0,05 мм) пластин, косих або паралельних по відношенню до стінки, нерідко гофрованих. Менше, наприклад у спиріферів, краній, стінка

двошарова та трьохшарова: внутрішній шар часто більш потужний, а також іноді ще третій зовнішній шар невеликої потужності, що розвивається, складається з косо-або перпендикулярно поставлених призм і схожі з призматичним шаром пелеципод. Однак в останніх він зовнішній і, крім того, слабо пов'язаний з пластинчатим, завдяки чому легко відокремлюється і окремо захороняється. У брахіоподах призми тісно пов'язані з пластинами, які якби продовжуються цими призмами після більш менш різкого вигину і захороняються разом. Голки брахіопод мають широкий осьовий канал і пластинчасто-концентричну будову стінки. У стінках теребратулід, стрінгоецефалусів, ортисів і краній є канальчики.

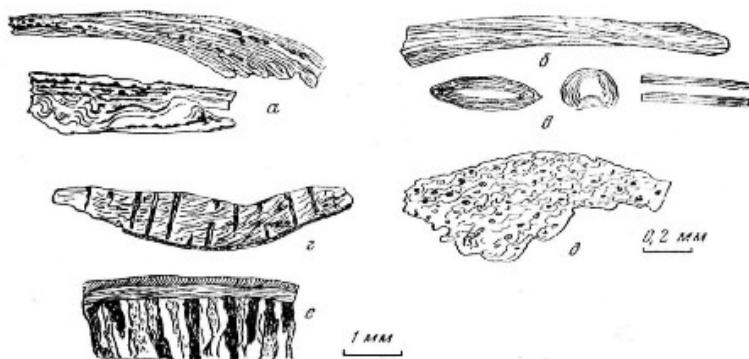


Рис. 20. Уламки раковин брахіоподи: *а* – фосфатна притизована (чорне) раковина оболюса (силур; Прибалтика); *б* – поперечний переріз одношарової раковини (пластинчастий шар); *в* – косий, поперечний і поздовжній перерізи голок брахіопод (карбон, Підмосков'я); *г, д* – поперечний і тангенціальний перерізи пластинчастих раковин типу теребрагулід, видно поперечні канальні (карбон, Підмосков'я, дат; 36 50°, нік 1); *е* – поперечний переріз трьохшарової раковини сперифера (карбон, Підмосков'я, дат; 36 10°, нік 1).

Фосфатні черепашки складаються з переміжних тонких, темних (жовтих) шарів хітинової речовини, які часто виклинюються, і більш світлих шарів фосфорнокислого кальцію, які перетинаються канальцями. У викопних формах хітинова речовина, як правило, заміщується кальцитом, фосфатом, піритом або іншими мінералами.

*Молюски* (рис. 21) відрізняються складною багатошаровою та

різноманітною будовою черепашок і тільки ростри белемнітів найбільш прості: вони складаються з радіально розташованих конічних призм або волокон-фібр. Різні шари відрізняються структурою. Найбільш розвинуті призматичні і пластинчаті шари.

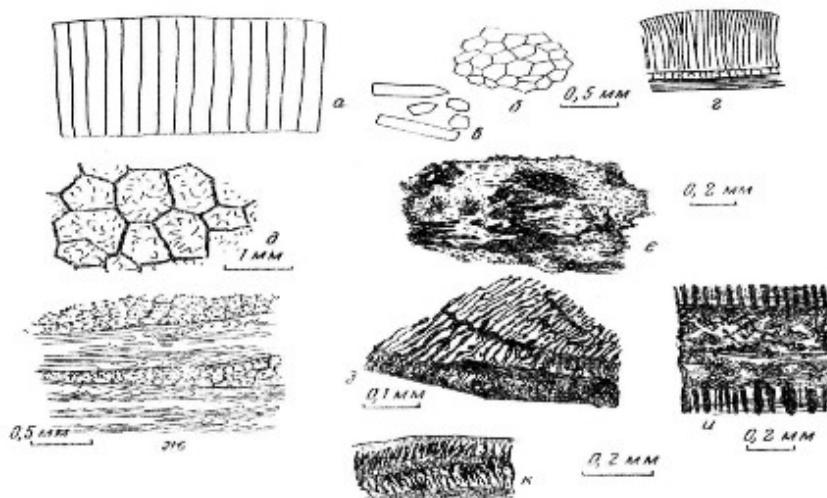


Рис. 21. Уламки раковин двохстулкових молюсків (*a – з*) і гастропод (*и, к*)

*a, в* – призматичний шар іноцераму у поперечному (*a*) та поздовжньому (*b*) перерізі; *в* – окремі призми та їхні уламки (крейда, турон Крим; Зб. 20<sup>х</sup>); *г* – поперечний переріз трьохшарової раковини Ліми (з Кайе; Зб. 20<sup>х</sup>); *д* – комірчасто-призматичний шарrudистів (з Кайе; Зб. 12<sup>х</sup>); *е* – пучкоподібна структура раковини хами (Зб. 40<sup>х</sup>); *ж* – чергування комірчасто-призматичних і пачок хвилясто-пластинчастих (складчастих) шарів устриці (крейда, маастрихт Крим; Зб. 20<sup>х</sup>); *з* – кардіум, пластинчасті шари складної структури (з Кайе; Зб. 100<sup>х</sup>); *и* – три пластинчасті шари раковини гастроподи конус (з Кайе; Зб. 45<sup>х</sup>); *к* – багатошарова пластинчаста раковина гастроподи (Зб. 45<sup>х</sup>).

*Pelecypodi* у викопному стані частіше всього двошарові, зовнішній шар – призматичний, внутрішній – пластинчатий, перламутровий; найбільш зовнішній – третій (роговий шар) – не зберігається. У деяких формах (венериди, кардіди) відсутній призматичний шар, в інших – три (пінна та ін.) або більше (устриці,rudisti та ін.) шарів. Склад може бути чисто кальцитовим або

чисто арагонітовим, а також водночас кальцитовим (зовнішній шар) і арагонітовим. При фосилізації кальцитові частини макроскопічно просвічують та зберігають щільну структуру, а арагонітові втрачають свою структуру, стають непрозорими і схожими на скелі.

Призматичний шар може бути власно призматичним, комірчасто-призматичним та пучковидним. Призми мають п'яти або шестигранну форму, однакову (в іноцерамах) або мінливу (у пінни) товщину; іноді досягають значної довжини (в іноцерамах – декількох сантиметрів) і являються монокристалами. В іноцерамах кожна призма одягнута тонким шаром органічної речовини, що сприяє розділенню призм у породі. Комірчасто-призматична структура є характерною дляrudистів і деяких устриць. Від власнопризматичної вона відрізняється тим, що призми виявляються лише при одному ніколі (вони, як комірки, по межі обрисовані більш темним кальцитом), а у скрещених ніколях виявляються полікристалічними, причому граници призм стають невидимими. Можливо, це вторинне явище, що розвинулось по призмах арагоніту.

Пучковидна структура є складною і характеризується наявністю пучків пластин. У найбільш простому вигляді ці пучки нагадують призми, тільки не монокристалічні, а агрегатні, листуваті. Пучки, як і пластини, можуть виклинюватися, вигинатися, галузитися, що ускладнює малюнок структури.

Пластинчатий шар може бути: 1) листуватим паралельно до поверхні черепашки, іноді з перпендикулярними лініями поділу, які надають шару гратчастий вигляд; 2) плетенчатим, градчастим, коли під різними кутами перетинаються дві системи пластин; картину ускладнюють ще лініїросту; 3) хвилястим, зім'ятим, коли листочки розташовуються безладно, сильно вигинаються (грифей, екзогори та ін.).

*Гастраподи* мають арагонітову (у деяких є зовнішній кальцитовий шар) трьохшарову або багатошарову (почасти, за рахунок обертань) черепашку, яка у викопному стані не зберігає свою внутрішню структуру. Їх визначають за формою черепашки і, почасти, за багатошарівістю та відсутністю структури шарів. У сучасних гастраподах структура в основному пластинчата, причому пластини, які складені з листів, мають різне орієнтування у різних шарах; часті шари, які схожі з призматичними плетенчатими шарами пелекіпод.

*Головоногі* (амоніти, гоніатити і наутилоїдеї і наутилуси)

через арагонітовий склад черепашки також не зберігають структуру у викопному стані

Членистоногі у вапняках представлені вапняковими панцирами трилобітів та двостулковими черепашками остракод мікроскопічних розмірів (долі міліметрів).

Панцир трилобітів складається із сегментів, які покривають різні частини тіла, включаючи і кінцівки. Форма і розмір сегментів різні; вони часто вигнуті, утворюють здуття або стонуються, а у перерізі стрічковидні (рис. 22). Структура їх тонкофіброна, яка виявляється хвилястим погасанням: волокна орієнтовані поперек стінки. При одному ніколі вони, як правило, однорідні, безколірні, менше зберігають поздовжню штрихуватість – сліди росту, або вертикальні канальчики, які на тангенціальних зрізах здаються крапками. Існує і більш складна будова. Форма панциру або сегментів і їх будова, яка добре зберігається у породах, в більшості дозволяє впевнено визначати трилобіти.

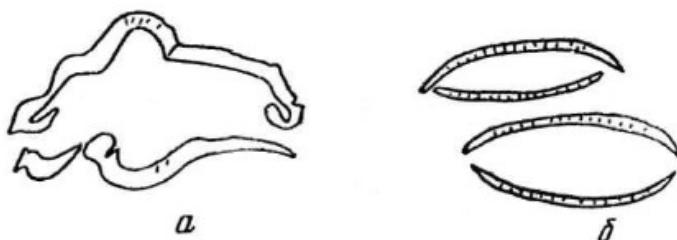


Рис.22. Залишки членистоногих. *а* – сегменти трилобітів (Зб. 13<sup>х</sup>); *б* – раковини остракод трилобітів (Зб. 20<sup>х</sup> нік. 1);

Остракоди також добре зберігаються; їх впізнають за мигдалевидною формою черепашки або серповидними стулками, коли вони розділені, і тонкофібровою будовою. Іноді черепашка багатошарова: шари мають однукову будову з тонких фібр, орієнтованих перпендикулярно до стінки.

### Рослинні вапняковисті залишки

Рослинні вапнисти рештки багаточисельні і різноманітні, особливо у найбільш древніх (нижньопалеозойських і докембрійських) породах. Однак вони вивчені недостатньо, що пояснюється почасті труднощами їх діагностики за скелетними рештками: їх форма різноманітна і змінюється навіть у одного організму в різних частинах залежно від умов, тобто часто

некарактерна, а структура одноманітна – всі ці водорості представлені мікрозернистим темним кальцитом. Скелет більшості вапністих водоростей створюється шляхом відкладення мікрозернистого кальциту всередині клітин або поза ними. Часто такі рештки (кірочки, грудки, плівки) погано відрізняються від хемогенного кальциту.

Найбільше значення для літолога мають рештки коколітофорид, синьо-зелених, червоних, або багряних, і харових водоростей.

*Коколітофориди* – найдрібніші (соті долі міліметру) одноклітинні планктонні джгутикові водорості, які мають вапністий панцир, який складається з окремих неділеніх –коколітів. Коколіти різноманітні за формою; гудзикоподібні, сплющені часто називають плаколітами, а трубочкоподібні – рабдолітами. Вони відомі з силуру та живуть у сучасних морях, утворюючи масові скupчення. У глобигериновому муслі, як і в крейді, місцями їх вміст досягає 70%. У шліфі через малі розміри (менше 0,01 мм) їх погано видно. Бажано вивчати їх в імерсійних препаратах. Форму коколітів краще видно при одному ніколі; при схрещених виявляється сферолітова тонкофіброзна будова. У теперішній час їх вивчають в електронному мікроскопі (рис. 23).

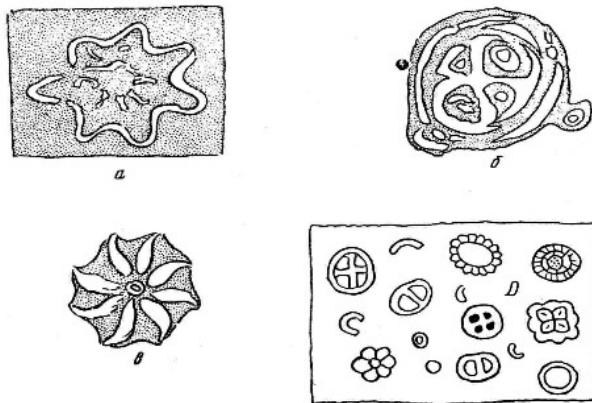


Рис. 23. Коколіти: *a, б, в* – 2000-3000 $\times$  (за Косовською, Шамраю і Лазаревою); *г* – 100 $\times$  (за Швецовим)

*Синьо-зелені водорості* – низько організовані одноклітинні або багатоклітинні нитковидні організми, які відомі з докембрію. Викопні водорості поділяються на вапновідкладаючі та свердлячі.

Вапновідкладаючі синьо-зелені водорості через неможливість зіставляння з сучасними умовно класифікуються за морфологією мінеральних решток. Перш за все їх поділяють на дві групи. Першу складають онколіти і строматоліти, а другу – власно синьо-зелені водорості із ясними слідами ниток.

*Строматоліти і онколіти* являються карбонатними стяжіннями, утвореними ценозом водоростей, які майже не залишають слідів для їх окремої діагностики. Звичайно вони характеризуються нерівною (хвилястою, горбистою) річною шаруватістю, утвореною чергуванням більш темних (щільних) і більш світлих шарів товщиною у долі міліметру (рис. 24).

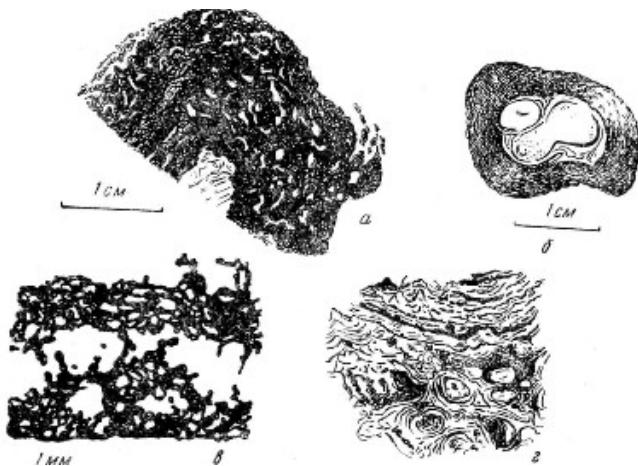


Рис. 24. Синьо-зелені водорості: *a* – онколіт (девон; Кузбас 2<sup>х</sup>), *b* – онколіт, утворений навколо раковини гастроподи, *в*, *г* – строматоліт, колонія у горизонтальному перерізі (натулярний розмір) (за Масловим)

Строматоліти – прикріплені нерідко протяжні нарости, а онколіти – округлі жовна, які перекочуються по дну і нагадують ооліти або пізоліти. Іноді всередині строматоліту багато пустот, вірогідно, від клубків та ниток різних водоростей. Ростуть строматоліти часто нерівномірно, в результаті чого ділянки швидкого росту – стовпчики – чергаються із западинами, які заповнюються іншим матеріалом або уламками. Висота стовпчиків досягає декількох метрів. Найбільш поширені форми – коленії, конофітони та інші – часто зустрічаються у верхньому протерозої та

нижньому палеозої.

Власно синьо-зелені водорості зберігають ясні сліди ниток, які, як правило, залишаються у вигляді канальчиків, що заповнені вторинним світлим кальцитом. Стінки цих каналів, як у всіх водоростей, темні і складаються із мікрозернистого кальциту, відкладеного клітинами. Для систематики є важливими величина, форма клітин, наявність поперечних перегородок у каналах. Гірванели, які відносяться до групи водоростей, що стелються і навиваються, - це тонкі (менше 1 мм) трубочки, які звиваються, однакової товщини, друга група об'єднує водорості, які ростуть верх, і тому мають вигляд кущика або пучка, наприклад епіфітон, широко розповсюджений у кембрійських рифах. Його гілочки не мають порожнин, а складені з мікрозернистого кальциту; можливо, канали були тонкими і вони зникли у процесі діагенезу (рис. 25).

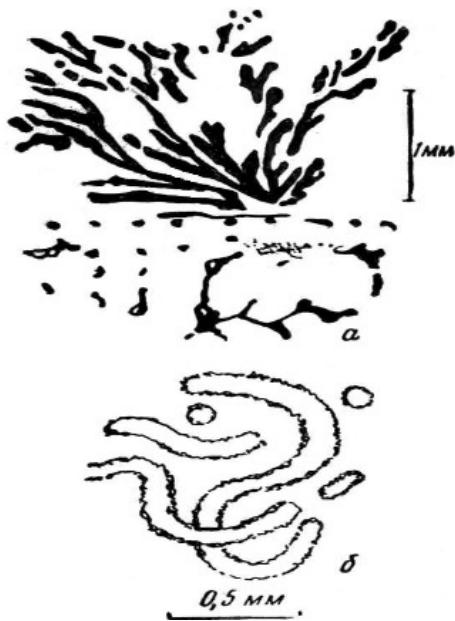


Рис. 25. Синьо-зелені водорості: *a* – епіфітон, який наріс на скелет археоциат (кембрій, Тува; 5<sup>x</sup>), *б* – гірванелла, переріз трубочок (карбон, Урал; 20<sup>x</sup>) (Швецов).

Свердлячі синьо-зелені водорості залишають на черепашках інших організмів тонкі темні канальці, які не дозволяють їх систематизувати. Вірогідно, до синьо-зелених водоростей слід

відносити і багато гранульованих облямівок навколо черепашок та губчаті грудочки мікрозернистого кальциту, які частіше всього описуються як органічні рештки невідомого походження.

Зелені водорості, значно більш високо організовані у порівнянні з синьо-зеленими, представлені у породах однією групою – сифоновими водоростями (сифонеями), які відкладають вапно. Останнє виділяється із зовнішньої сторони клітин, нерідко навіть крупних. Скелет у цілому це чохол складної, часто (особливо у мутовчатих) правильної будови, який досягає 0,5 м. Званчується центральний „сифон” та „гілочки”, які пронизані канальцями. На відміну від інших водоростей вапнистий скелет у більшості сифонових крупнокристалічний і світлий, який не відрізняється від вторинного кальциту; канали, що відходять від центрального сифону, часто заповнені темним афантітовим матеріалом (рис. 26).

Зелені водорості відомі з кембрію. Багато з них описано у верхньому палеозої, але найбільшу породоутворючу роль вони відігравали у мезозої.

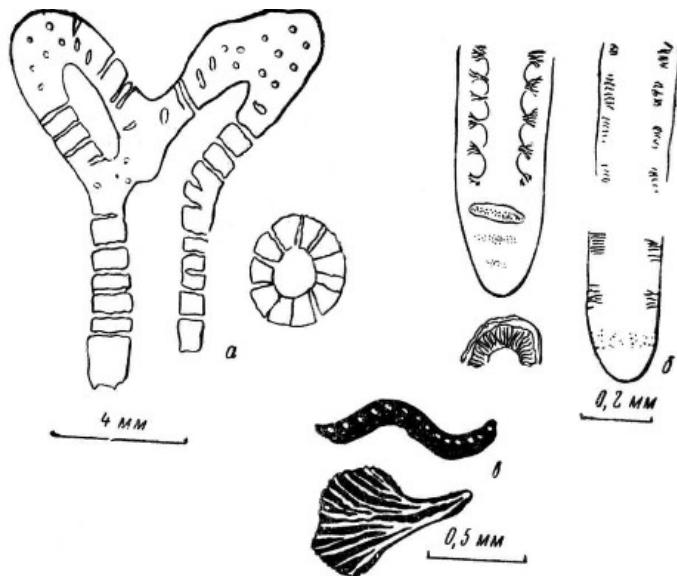


Рис. 26. Зелені водорості: *a* – мутовчаста сифонея верміпорелли у поздовжньому та поперечному перерізах ордовік, Прибалтика. Зб. 5<sup>x</sup>). *b* - мутовчаста сифонея двинелли з групами канальців у поздовжньому та поперечному перерізах (карбон, Підмосков'я. Зб. 50<sup>x</sup>). *c* – уламки кодіової водорості кальцифоліум у

поперечному та поздовжньому перерізі.

Червоні, або багряні, водорості є найбільш високо організованими і на сьогодні – найпоширенішими рослинними організмами, що виділяють вапно і які відрізняються також максимальним вмістом MgCO<sub>3</sub> (більше 10%, іноді – до 30%).

Вони відомі з силуру (соленопори), а у крейдяних та третинних відкладах складають рифи і пласти вапняків (літотамнії, нуліпори).

На відміну від зелених водоростей мікрозернистий карбонат виділяється всередині клітин і перетворює їх у суцільну вапнисту грудку, кірку або кущик, який досягає 2 м. Макроскопічно вони відрізняються своєю фарфоровидністю, а у шліфі – малою прозорістю і тонкою (0,01 мм і дрібніше) сітчастістю, яка не завжди помітна. Сітчастість виглядає як зватнисті клітини, як правило, чотирьохкутної форми, які розташовуються правильними (літофілум, паракететес) або неправильними рядками (літотамніум, соленопори), як у хететесу. Зазвичай периферичні частини скелету відрізняються від базальних своєю „тканиною” (рис. 27).

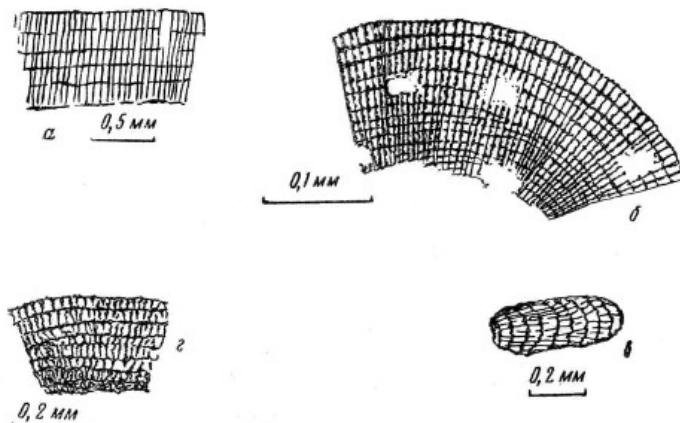


Рис. 27. Багряні (або червоні) водорості: *a* – паракететес (карбон, Урал; Зб. 20<sup>x</sup>); *b* – літофілум (крейда, Кавказ; Зб. 170<sup>x</sup>); *c* – літофілум (палеоген, Кавказ; Зб. 50<sup>x</sup>); *d* – літотамнія (нижня крейда, Крим; Зб. 50<sup>x</sup> нік. 1).

Багряні водорості, що відкладають вапно, відносяться до коралінацієвих (кам'яних багрянок), які поділяються на мелобезієві, коралінові та соленопорові (вимерлі). Коралінові мають гіллясту

гнучку членисту сланевість. У викопному вигляді вони зустрічаються досить рідко. Дві інші групи, які утворюють кірки, жовна, горбисто-гіллясті виступи, відіграють велику роль в утворенні вапняків: мелобезієві (мелобезія, літофілум, літотамніум та інші) – у крейді та кайнозої, соленопорові (соленопора, парахететес та інші) – у палеозої та юрі.

Харові водорості (хари) – своєрідні високоорганізовані організми, у яких звапнується стебло та оболонки споронирок або оогоній. Останні і зустрічаються, головним чином, у викопному стані: вони відомі з девону (в основному морські форми – трохиліски); карбонові та мезозойські погано вивчені; більш відомі кайнозойські (переважно прісноводні) часто утворюють озерний мергель. Оболонка споронирок має спіральну або поздовжньоребристу скульптуру і вторинну радіальнопроменисту структуру стінки, яка частіше всього складається з двох шарів. Стебло при діаметрі 1-2 мм досягає довжини декількох метрів. Воно виглядає як порожниста трубка, навколо якої обвиваються більш тонкі трубки (рис. 28).

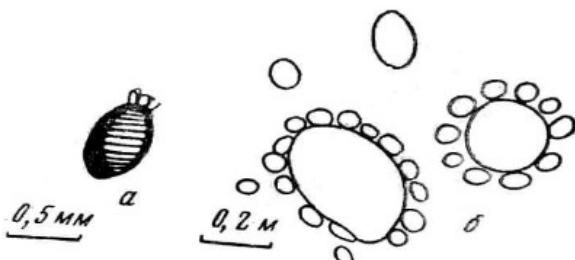


Рис. 28. Харові водорості: а – споропочка (Зб. 20<sup>х</sup>, за Цітельєм), б – поперечний розріз стебла. Зб. 50<sup>х</sup>.

### Приклад опису порід

Взірець 1. Верхня крейда, датський ярус, р.Бодрак, Крим.

Макроскопічний опис. Вапняк криноїдний, світло-сірий, нерівнозер-нистий, переважно органогенно-уламковий – дрібнодетритовий з більш крупними (5 мм) члениками криноїдей (20%), нешаруватий, слабо піскуватий, з пісковикововидним та іскристим зломом, пористий, середньої міцності, бурхливо закипає з HCl.

Опис шліфа. Структура крупно-дрібнодетритова, порфіро-

видна: на фоні середньо-дрібнозернистої (0,5-0,01 мм) детритової основної маси виділяються крупні (2-5 мм) членики криноїдей (20%). Текстура безладна (рис. 29).



Рис. 29. Взірець 1. Вапняк полідетритовий криноїдний (крейда, датський ярус, Крим; Зб. 20<sup>x</sup>, нік. 1)

1 – криноїдеї; 2 – морські їжаки; 3 – моховатки; 4 – форамініфери; 5 – серпули; 6 – брахіоподи; 7 – пелециподи; 8 – водорості; 9 – кварц; 10 – глауконіт.

Склад складний: крім органогенного детриту (70-80%) і хемогенного цементуючого кальциту (10-15%) у породі вміщується піщано-алевритова домішка (10-15%).

Органічні рештки складені вапнистою речовиною і представлені голкошкірими (40-59%), моховатками (10-15%), форамініферами (5-10%), а також серпулами, брахіоподами, пелециподами, водоростями та іншими, невизначеними, які складають разом не більше 5% породи.

Голкошкірі представлені переважно члениками криноїдей; менше поширені голки їжаків. Рештки члеників криноїдей досить чітко поділяються на два різновиди – крупні (2-5 мм) і дрібні (0,05-0,4 мм). Перші – цілі круглі або дещо обламані правильно-сітчасті (комірка приблизно 0,01-0,02 мм) монохристали з осьовим каналом

у центрі (0,05-0,1 мм). Другі – обкатані або кутасті уламки монокристалічних членників, нерідко регенеровані по краях чистим хемогенним кальцитом. У деяких члениках погано розрізняється сітчатість. Голки їжаків мають розмір в діаметрі 0,05-0,4 мм і характеризуються, окрім видовженої форми, більш крупною сітчатістю (0,02-0,04 мм), радіальним розташуванням комірок, які нерідко сполучалися між собою, на поверхні вони часто несуть численні горбочки.

Моховатки представлені ізометричними або видовженими уламка-ми (0,1-2 мм) комірчастої форми. Комірки за розміром варіюють від 0,05 до 0,2 мм у поперечному перерізі до 1 мм завдовжки. Їхні стінки найчастіше тонкі (0,02-0,03 мм), менше – більш масивні і складені тонким пластин-частим кальцитом, орієнтованим паралельно до стінки. Місцями стінка монокристалічна, що свідчить про перекристалізацію органогенного кальциту. Зазвичай комірки порожні; менше в них розвивається мікрозернистий кальцит і глауконіт.

Форамініфири представлені цілими дрібними черепашками (0,05-0,2 мм) або їх уламками; мають перевагу спірально-закручені форми типу кристелярій, а потім черепашки типу текстулярій. Стінка досить масивна (0,02-0,03 мм), темно-сіра, мікрозерниста, очевидно, гранульована. Менше зберігається тонкофіброза будова стінки. Камери порожні і, рідше, заповнені дрібнозернистим вторинним кальцитом.

Серпули представлені дугоподібними або стрічкоподібними (0,05-2 мм) уламками радіальнопроменистої фібрової будови. Нерідко зберігається більш темний буруватий внутрішній шар (затовшки, 03-0,07 мм) мікрозернистої (або колоїдально-зернистої) структури і, мабуть, органо-вапністого складу. Уламки брахіопод (0,2-2 мм) складені з тонкопластин-частого, дещо хвилястого кальциту, який розташовується паралельно до поверхні черепашки і, менше, більш тонкого призматичного шару, у якому призми орієнтовані перпендикулярно до пластин. Така двошарова будова властива краніям. До решток пелеципод, вірогідно, іноцерамів, віднесені досить рідкі видовжені (0,2 мм) правильні призми кальциту, а до водоро-стей – темно-сірі рівномірно мікрозернисті уламки, в яких помітна деяка паралельна та звивиста шаруватість.

Вторинний, хемогенний, кальцит представлений двома різновида-ми: дрібнозернистим, який заповнює внутрішні порожнини скелетних решток, і крупнокристалічним, іноді регенераційним, який заповнює проміжки між скелетними

рештками та піщано-алевритовими зернами.

Порода сильно порувата (15-20%). Пори ізометричні або видовжені звивисті, розміром від 0,01 до 0,03 мм, пов'язані як з камерами і комірками органічних решток, так і з проміжками між ними.

Піщано-алевритова домішка складається з кутастих і, менше, напівобкатаних зерен кварцу (приблизно 10%) розміром 0,02-0,2 мм, округлих і неправильних зерен свіжого глауконіту (5%) яскраво-зеленого кольору розміром 0,1-0,03 мм та одиничних зерен польового шпату.

З новоутворень, крім кальциту, присутній глауконіт, який заповнює комірки моховаток та інших органічних решток. Він схожий на зерна глауконіту, які, мабуть, також є новоутвореннями.

Отже вивчення у шліфі показало, що вапняк є органогенно-уламковим полідетритовим (крупно-середньо-дрібнозернистим), переважно моховатково-криноїдним, зі значним вмістом форамініфер, піскувато-алевритистим (10-15%), сильно поруватим, з новоутвореннями кальциту і глауконіту.

## 2.4. Люмінісцентний аналіз

Деякі карбонатні мінерали мають здатність світитися при дії видимого, ультрафіолетового, інфрачервоного чи рентгенівського випромінювання. Люмінісценсія (від латинського *lumen* – світло і *escent* – вплив) – нетеплове світіння речовини, яке виникає в результаті поглинання нею енергію збудження. Фізична природа люмінісценсії полягає у переході електронів зі збудженого стану у основний з випромінюванням енергії. При цьому причиною первинного збудження можуть служити різні фактори: зовнішнє випромінювання, температура, хімічні реакції тощо.

Люмінісценсію світла поділяють на такі види:

- *Фотолюмінесценсія* – світло під дією світла (видимий діапазон: довжина хвилі  $\lambda = 780\text{--}380$  нм; ультрафіолетове випромінювання:  $\lambda = 380\text{--}10$  нм; рентгенівське випромінювання:  $\lambda < 10$  нм). Фотолюмінісценсія включає флуорисценсію (тривалість життя  $10^{-9}\text{--}10^{-6}$  с) та фосфоресценсію (тривалість життя  $10^{-3}\text{--}10$  с).
- *Хемілюмінесценсія* – світло, яке існує за рахунок енергії хімічних реакцій.
- *Катодолюмінесценсія* – викликається внаслідок

опромінення швидкими електронами (катодними променями). На практиці застосовуються пучки електронів з енергією від 100 еВ до 25 еВ.

- *Сонолюмінесценція* – процес викликаний звуком високої частоти.
- *Триболюмінесценція* – люмінесценція, яка виникає в результаті розтирання, розтискання або розколювання люмінофорів. Триболюмінесценція викликається електричними зарядами, які проходять між утвореними наелектризованими частинками – світло розряду викликає фотолюмінесценцію люмінофору.
- *Біолюмінесценція* – здатність живих організмів світитися. Біолюмінесценція виникає за допомогою симбіонтів.
- *Електролюмінесценція* – виникає під час пропускання електричного струму через певні типи люмінофорів.
- *Термolumінесценція* (або термостимульована люмінесценція) – люмінесцентне світло, яке виникає у процесі нагрівання речовини.

Випромінювання світла люмінесценції відбувається з центру люмінесценції (центрі світла, активатора люмінесценції). У мінералах такими центрами є дефекти структур кристалічної градки. Центри світла, отримавши енергію збудження, залишаються у нерівноважному (збудженному стані). Їхнє намагання перейти в рівноважний (незбуджений стан) з мінімальною енергією викликає квантovий перехід електрону з більш віддаленого від атома рівня на ближчий рівень (рівень з меншою енергією). Цей перехід супроводжується випромінюванням світлових квантів  $h\nu$  з енергією, яка визначається як різниця енергій рівнів збудженого випроміненого ( $E_1$ ) та основного ( $E_0$ ) складових центрів світла, тобто  $h\nu = E_1 - E_0$ .

Колір люмінесценції залежить з одного боку від центру люмінесценції, а з другого – від координаційного числа люмінесційних катіонів та довжини зв'язків з сусідніми іонами. Наприклад,  $Mn^{2+}$  може залежно від стану координаційного числа набувати зеленого кольору люмінесценції (КЧ=4), або ставати червоним (КЧ=6)

Найбільш інтенсивно люмінесціють мінерали, які містять іони-сенсібілізатори, що мають здатність поглинати (запасати енергію) та передавати її через кристалічну градку до іонів-

активаторів (центрів люмінесценції), які й випромінюють фотони. Навпаки, люмінесценція мінералів затухає за наявності катіонів  $Fe^{2+}$  або  $Ni^{2+}$ . Люмінесценція притаманна цілому ряду мінералів (табл. 17).

Таблиця 17

**Характеристика люмінесцентних мінералів  
(за Г. Н. Вертушковим (1992), Є. В. Копчоновою (1951),  
К. Херлбат (1982))**

Мінерал	Люмінесценція		
	Ультра-фіолетове випромінювання	Катодне випромінювання	Рентгенівське випромінювання
Арагоніт	Білий, зелений, жовтий, оранжевий	—	—
Кальцит	Фіолетовий, червоний	червоний	червоний

Властивість люмінесценції використовують під час проведення кількісного аналізу шліхів, та польовій документації керну свердловин і гірничих виробок. Найчастіше застосовують ультрафіолетові лампи з випромінюванням у двох стандартних діапазонах: 254 нм («короткохвильовий ультрафіолет») та 366 нм («довгохвильовий ультрафіолет»). У деяких лампах вбудовано одночасно по кілька світлофільтрів. Така стандартизація дає змогу застосовувати лампи різних виробників та отримувати результати, які можна співставляти.

## 2.5. Імерсійний метод дослідження

Імерсійний метод – метод дослідження оптичних властивостей дрібнозернистих мінеральних зерен занурених у імерсійні середовища з відомими показниками заломленнями. Назва походить від латинського слова *immersio*, що означає занурення.

Суть імерсії полягає у зануренні зерен мінералів у імерсійну рідину. В результаті таких спроб може виникнути різка зміна показників заломлення, на межі зерно-рідина та утвориться світлова смужка Бекке (рис. 30).

Пояснити це явище можна таким чином. Уявімо, що досліджуване зерно з показником заломлення  $n_1$  занурене у імерсійну рідину з показником заломлення  $n_2$ , причому  $n_1 > n_2$ . Нехай знизу на такий препарат падає паралельний пучок світла, спрямований вздовж осі мікроскопу. Промені світлового пучка, які потрапляють на плоско паралельні ділянки препарату, позначені цифрами 1 та 3 проходять через ці ділянки не змінюючи напрямку (пряме світло). Промені цього ж пучка (наприклад, промінь 2), які перетнули межу двох середовищ, в результаті заломлення відхиляються від початкового напрямку та виходять з препарату під певним кутом до оптичної вісі мікроскопу.

Якщо мікроскоп сфокусований на препарат (див. рис. 30 а), то в площині поля зору спостерігатиметься рівномірний розподіл світла, адже зображення препарату співпадатиме у цьому випадку з фокальною площею окуляра. Якщо ж змінити положення препарату, тобто підняти або опустити столик чи тубус мікроскопу (див. рис. 30 б, в), то в обох випадках промені перетнуть фокальну площину окуляра на тих ділянках, які освітлені прямим світлом. Взаємодія прямого і відхиленого променя викликає підсилення яскравості світла на цих ділянках, що й відображається у виникненні смужки Бекке на межі розподілу двох середовищ (рис. 31)

Імерсійні рідини. Для визначення показників заломлення за допомогою імерсійного методу використовують еталонні рідини та тверді середовища (сплави) з різними показниками заломлення. Стандартний набір імерсійних рідин виробництва Львівського заводу хімічних реактивів складається з 98 рідин з показниками від 1,408 до 1,780. Значення показників набору імерсійних рідин подаються для світла довжиною 589 нм (спектральна лінія D парів натрію) за температури +20° С.

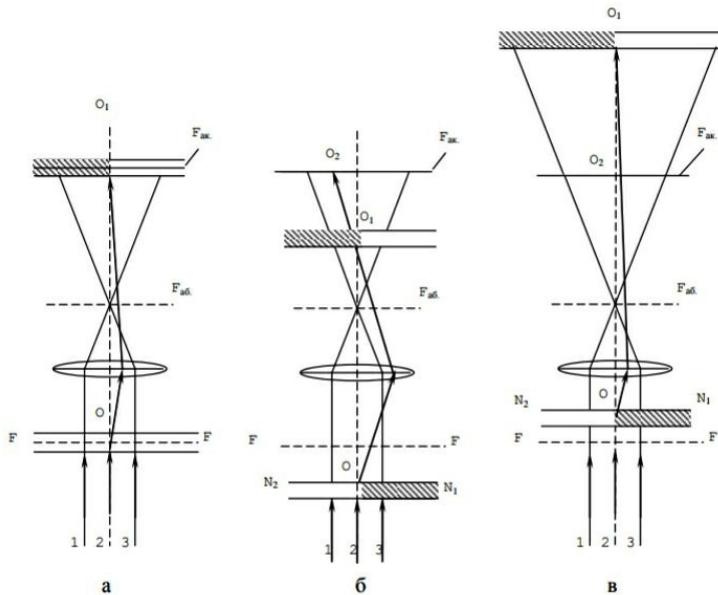


Рис. 30. Схема утворення смужки Бекке під час фокусування мікроскопу.

*a* – напрямок променів у разі наведення на фокус;

*б* – під час опускання столика (або підняття тубуса мікроскопу);

*в* – під час піднімання (або опускання тубуса) столика мікроскопу

$F_{\text{об}}$  – задня фокальна площа об'єктиву;

$F_{\text{ок}}$  – фокальна площа окуляру;

1, 3 – промені світла, які не зазнали заломлення

2 – промені світла, у яких відбулося заломлення



Рис. 31. Схема виникнення смужки Бекке

1 – показник заломлення кристалу менший ніж у середовища;

2 – показник заломлення кристалу більший ніж у середовища;

Показники визначені за цих умов позначають символом  $N_{20}^P$ .

Практично використовується інтервал світла наближений до довжини 589 нм (область жовтого кольору) (табл. 18).

Імерсійні рідини повинні відповідати наступним вимогам:

- 1) Не вступати в хімічну реакцію з досліджуваною речовиною і не розчиняти її;
- 2) Бути хімічно стійкими: не розкладатися на світлі, повітрі тощо та не змінювати свій показник заломлення при зберіганні;
- 3) Не змінювати суттєво показник заломлення при зміні температури приміщення. Зазначимо, що з підвищеннем температури показник заломлення рідини зменшується, а з пониженням температури, навпаки, збільшується;
- 4) Легко змішуватися з іншими імерсійними рідинами;
- 5) Рідини повинні бути безбарвними або слабко забарвленими;
- 6) Рідини не повинні бути леткими;
- 7) Рідини мають характеризуватися подібними швидкостями випаровування.

Імерсійні рідини стандартного набору готуються з кількох первинних в результаті змішування їх в різних пропорціях. Прикладом первинних рідин для співставлення суміші використовують ізоаміловий спирт ( $N_D = 1,408$ ), легкі погони нафти та фракція гасу з температурою кипіння 220–240° С ( $N_D = 1,408$ –1,460), б-хлорнафталін ( $N_D = 1,633$ ), йодистий метилен ( $N_D = 1,737$ ), насычений розчин сірки у йодистому метилені ( $N_D = 1,780$ )

Визначення показників заломлення рідин №№ 1–85 проводиться з точністю  $\pm 0,001$ , натомість рідин №№ 86–98 з точністю  $\pm 0,002$ . Крім того, встановлюється температурна поправка на кожен 1° С залежно від номеру імерсійної рідини з набору рідин, яку додають або віднімають від еталонного показника (див. табл. 18). Зокрема, для рідин, нумерація яких змінюється від 1 до 52, поправка становить 0,0004, натомість, для рідин від номера 53 до 84 поправка 0,0005, тоді як для рідин від 85 до 98 – 0,0006.

Зазначимо, що рідини імерсійного набору, які мають у своєму складі йодистий метилен, на світлі легко розкладаються та темніють. Задля того аби не допустити псування таких рідин, у них занурюють металеву стружку, яка поглинає йод, що виділяється в результаті розкладання йодистого метилену.

**Показники заломлення ( $N_D$ ) імерсійних рідин  
за температури приміщення +20° C**

№ рідини	$N_D$	№ рідини	$N_D$	№ рідини	$N_D$
1	1,408	34	1,528	67	1,630
2	1,412	35	1,531	68	1,631
3	1,416	36	1,534	69	1,633
4	1,420	37	1,537	70	1,638
5	1,425	38	1,540	71	1,642
6	1,430	39	1,543	72	1,646
7	1,435	40	1,546	73	1,650
8	1,440	41	1,549	74	1,654
9	1,445	42	1,552	75	1,658
10	1,450	43	1,555	76	1,662
11	1,455	44	1,558	77	1,666
12	1,460	45	1,561	78	1,670
13	1,464	46	1,564	79	1,674
14	1,469	47	1,567	80	1,678
15	1,471	48	1,570	81	1,682
16	1,474	49	1,573	82	1,686
17	1,477	50	1,576	83	1,690
18	1,480	51	1,579	84	1,694
19	1,483	52	1,583	85	1,698
20	1,486	53	1,585	86	1,692
21	1,489	54	1,588	87	1,696
22	1,492	55	1,591	88	1,710
23	1,495	56	1,594	89	1,714
24	1,498	57	1,597	90	1,718
25	1,501	58	1,600	91	1,722
26	1,504	59	1,603	92	1,726
27	1,507	60	1,606	93	1,730
28	1,510	61	1,612	94	1,734
29	1,513	62	1,615	95	1,737
30	1,516	63	1,618	96	1,754
31	1,519	64	1,621	97	1,767
32	1,522	65	1,624	98	1,780
33	1,525	66	1,627		

Рідини імерсійного набору повинні зберігатися у закоркованому стані у спеціальній дерев'яній скринці за температур близько  $+20^{\circ}\text{C}$ , але не нижче ніж  $+10^{\circ}\text{C}$ . Для збереження рідин використовують скляні піпеточноподібні пляшечки зі скляними притертими корками, які мають видовжений заокруглений кінець занурений у рідину. У разі розкорчування такої пляшечки, на кінці такої видовженої складової корка буде крапля імерсійної рідини, яку можна буде легко перенести на предметне скло.

До набору рідин додаються дані (див. табл. 19) зі значеннями показників заломлення  $N_D$  визначені з точністю  $\pm 0,001$  за температури  $+20^{\circ}\text{C}$  та інформація щодо температурних поправок.

Показник заломлення імерсійних рідин може помітно змінюватися залежно від температури: зменшуватися з її підвищеннем і навпаки. У зв'язку з цим, при визначенні показників заломлення карбонатних мінералів слід вносити температурну поправку. Температурний коефіцієнт (поправка)  $dn/dt = \Delta n$  характеризує зміну показників заломлення рідини за зміни температури на  $1^{\circ}\text{C}$ .

Показник заломлення рідини за певної температури  $t$  вираховується за формулою (1):

$$N_D = n'_D{}^{20} + (20 - t^{\circ}) \times \Delta n \quad (1)$$

де:

$N_D$  – показник заломлення;

$n'_D{}^{20}$  – показник заломлення рідини за температури  $+20^{\circ}\text{C}$ ;

$t^{\circ}$  – температура приміщення у якому проводиться дослідження;

$\Delta n$  – температурна поправка, залежно від номера рідини ( $0,000x$ ).

Наприклад, рідина з показником заломлення за температури  $+20^{\circ}\text{C}$ , має показник – 1,615 а за температури  $+30^{\circ}\text{C}$  буде мати показник  $n'_D{}^{30} = 1,610$ , тоді як за  $+10^{\circ}\text{C} = 1,620$ .

За умови правильного збереження стандартного імерсійного набору рідин з середніми значеннями показників заломлення ( $N_D$  від 1,45 до 1,63) є стійкими і мало змінюються з часом. У рідинах, які характеризуються низькими показниками заломленнями ( $N_D$  менше за 1,45) з часом показники підвищуються. Найбільш нестійкими є рідини з показниками заломленнями 1,64–1,73, які містять домішки йодистого метилену завдяки випаровуванням

якого з часом відбувається пониження показників заломлення. Наприклад, для рідини №98 ( $N_D = 1,780$ ) представленаю насиченим розчином сірки у йодистому метилені, з пониженням температури показник зменшується внаслідок осадження сірки з розчину. У цьому разі пляшечку з рідиною потрібно трошки підігріти на водяній бані до розчинення сірки.

Для визначення показника заломлення зі значеннями понад 1,743 до 2,15 використовують набір високозаломних імерсійних рідин, до складу якого входить 46 рідин. Ці рідини дуже отруйні і робота з ними вимагає особливої обережності. Після перенесення краплі рідини на предметне скло набір відразу ж необхідно щільно закрити. Потрібно не допускати, аби рідина потрапляла на відкриті частини тіла.

Потреба в низькозаломних рідинах у практиці досліджень більш обмежена. Ці рідини застосовуються для визначення показників заломлення фторидів, деяких сульфатів та інших речовин. Для роботи в інтервалі значень 1,330–1,450 застосовуються домішки легких фракцій нафти, а також домішки гліцерину та спирту з водою.

У зв'язку зі зміною показника заломлення імерсійних рідин за тривалого збереження, визначення їхніх показників заломлення проводять на спеціальних приладах – рефрактометрах. Принцип роботи рефрактометрів базується на визначенні величини граничного кута повного внутрішнього відбиття, яке відбувається на межі двох середовищ. Відповідно до закону заломлення світла, промені, які потрапляють на межу розділу двох середовищ з боку середовища з більшим показником заломлення під кутом, який перевищує граничний кут, – повністю відбиваються від межі розділу середовищ.

**Імерсійні препарати.** Імерсійні препарати для проведення досліджень готуються у вигляді дрібнозернистого матеріалу. З цією метою досліджувані мінеральні зерна подрібнюються в агатовій або фарфоровій ступці. Мінерали, з невеликою твердістю зручно подрібнювати безпосередньо на предметному склі за допомогою шпателя або скляної палички. Подрібнювати матеріал слід рівномірно, а відтак тонку і найбільшу фракцію можна відсіяти на ситах.

**Розмір зерен.** Найбільш зручними для роботи є зерна розміром 0,05–0,2 мм. Готуючи препарати для досліджень необхідно подбати про наявність чистих, ретельно протертих спистом або ацетоном сухі предметні і покрівні скельця. Розмір останніх

визначається завданнями досліджень. Для визначення показника заломлення та інших оптичних констант можна використовувати не ціле стандартне покривне скло ( $18 \times 18$ ), його 1/4 або 1/8 частини. Під час імерсійних досліджень для приготування перших препаратів рекомендують вибирати рідини з показниками заломлення, які є близькими до значення заломлення уявного мінералу. У роботі з невідомою речовиною слід починати зі середнього значення показника заломлення (1,52–1,56).

*Виготовлення препаратів.* Препарати готують з використанням рідких імерсійних середовищ двома способами: без закріпленням мінеральних зерен, і з закріпленим.

Приготування препаратів без закріплення мінеральних зерен здійснюється наступним чином. Необхідну кількість досліджуваної речовини розміщують на чистому предметному склі. За допомогою інструментів (голки, елеватора, зонда) порошок слід ретельно розрівняти. Зерна у препараті повинні розташовуватися на склі на одному рівні і не насуватися одне на одне. Після цього препарат накривають покрівним склом. Імерсійну рідину наносять на предметне скло і розміщують поряд з краєм покривного скла, яке накриває порошок. Капілярними силами імерсійна рідина втягується під покривне скло. Для кращого проникнення рідини, препарат можна дещо нахилити піднявши край предметного столика на 2–3 мм. Зазначимо, що потрібно уважно слідкувати, щоб у препараті не залишалося бульбашок повітря. У разі їхньої наявності слід слабко натиснути на покрівне скло для того, щоб усунути бульбашки. Рідина повинна повністю заповнити проміжок між зернами, для чого операцію перенесення рідини переважно повторюють ще кілька разів. Надлишок рідини видаляють смужкою фільтрувального паперу.

У деяких випадках, наприклад у роботі з тонкозернистою речовиною можна завчасно розмістити краплю імерсійної рідини на предметне скло та вводити в неї досліджуваний матеріал за допомогою голки добиваючись його рівномірного розподілу, після чого накрити агрегат покрівним склом.

За необхідності тривалого збереження препарату та запобігання випаровування рідини, край покрівного скла слід змастити парафіном або менделєєвською замазкою. З подібною обережністю слід ставитися під час роботи з легколеткими та отруйними рідинами.

*Прикріплення зерен.* Прикріплення зерен до предметного столика у разі нерозчинних у воді речовин, здійснюється за

допомогою слабкого (0,5 %) водного розчину желатину. Слід уникати більш концентрованих розчинів, оскільки в результаті висихання розчину зерна можуть забруднюватися, а це в свою чергу перешкоджатиме встановленню об'єктивних показників.

У тому разі, коли досліджувана речовина присутня в необмеженій кількості або нема необхідності проводити заміри на визначеннях розрізах зерен, щоразу готується новий препарат у який вводиться імерсійна рідина з іншим показником заломлення. А втім, коли кількість матеріалу обмежена або потрібно зберегти обраний розріз зерна, робота проводиться в одному й тому ж препараті зі зміною рідини, проте зерна у препараті обов'язково повинні бути закріплені.

*Зміна рідини.* Зміна рідини може здійснюватися безпосередньо на столику мікроскопа. У цьому разі досліджуване зерно ставлять на перехрестя ниток і препарат ретельно закріплюють на столику мікроскопа. Смужку фільтрувального паперу обережно підносять до краю покрівного скла та торкаються ним поверхні рідини. Покрівне скло у цьому разі слід дещо при підняті, притримуючи голкою. Для повного видалення рідини, фільтрувальний папір слід поміняти кілька разів. Після цього, в препарат вводять нову імерсійну рідину. Якщо роботи проводяться ретельно і водночас акуратно, рідини між зернами залишиться незначна кількість. Тому цією помилкою можна знехтувати.

*Визначення показників заломлення мінералів.* Для визначення показників заломлення ізотропного мінералу теоретично достатньо одного зерна. Однак, для зручності і більшої впевненості у результатах визначення, рекомендують готовувати препарат з 5-6 зернами. Дослідження проводять наступним чином:

1) Встановлюють імерсійний препарат під мікроскопом і переміщаючи по висоті за допомогою мікрометр енного гвинта тубус мікроскопа, спостерігають за напрямком переміщення смужки Бекке. Визначивши за допомогою останньої, яка з двох середовищ має більший показник заломлення здійснюють заміну рідини у препараті в напрямку наближення показників заломлення мінералу і рідини.

2) У разі досягнення рівності у показниках заломлення двох середовищ, смужка Бекке зникає, а ледве помітні зерна на фоні поля зору або зливаються повністю з ним так наче “розчиняються”. У цьому разі показник заломлення кристалу вважають тотожним до тієї рідини у якій спостерігають вказаній ефект.

3) Якщо не вдається досягнути повного зникнення смужки

Бекке з огляду того, що застосовані до препарату набори імерсійних рідин не утворюють безперервного ряду значень показників заломлення, необхідний показник заломлення знаходять як середнє арифметичне значення показників заломлення двох сусідніх рідин набору, де показник заломлення однієї з рідин є більшим, а іншої меншим ніж показник дослідженого зразка зерна мінералу (2)

$$N_m = (n_1+n_2)/2 \quad (2)$$

де  $n_1$  і  $n_2$  – показники заломлення рідин

Визначення показників заломлення анізотропних мінералів проводять аналогічно як і ізотропних, проте у зерні визначення здійснюють за двома напрямками, які відповідають променям з більшим та меншим показниками заломлення.

У порівнянні показників заломлення мінералу і рідини можна користуватися додатковими ознаками. У разі, якщо показник заломлення мінералу є менший ніж показник заломлення рідини, то мінерал має світле бурувате забарвлення, а якщо навпаки – блідно-зеленувате. Про близькість або, навпаки, велику різницю в показниках заломлення мінералу і рідини можна судити і за характером рельєфу. Сам рельєф може бути як додатнім, коли показник заломлення мінералу більший ніж у рідини. У цьому разі мінерал наче виступає над середовищем. А втім, якщо показник заломлення мінералу є меншим ніж показник рідини, мінерал має від'ємний рельєф і здається, що начебто виглядає нижче від загальної поверхні. Різні типи рельєфів наведені в таблиці 19.

*Таблиця 19*

#### Типи рельєфу

Тип рельєфу	Різниця у показниках заломлення
Дуже різкий	$\pm 0,2$
Різкий	$\pm 0,1$
Сильний	$\pm 0,05$
Слабкий	$\pm 0,03-0,01$
Дуже слабкий	$\pm 0,002$

У попередньому розділі, в підзаголовку присвяченому

діагностиці карбонатних мінералів зазначалося, що ці мінерали характеризуються різною кристалізаційною силою, яка найменша у кальциту, трохи більша в доломіту і максимальна в сидериту. Відповідно до цього зростає ступінь ідіоморфізму та зменшується розмір зерен і різновернистість структури. Тобто, кальцит є більш різновернистий ніж, скажімо, доломіт. Ще іншою кристалографічною особливістю, яка допомагає розрізняти карбонатні мінерали є наявність полісинтетичних двійників. Наприклад, вони є типовими для кальциту і нехарактерними для доломіту, сидериту, анкериту тощо. Деколи вдається визначити у шліфах арагоніт, який має пряме загасання відносно тріщин спайності, і цим відрізняється від кальциту, що гасне косо.

Точніше можна визначати оптичні властивості карбонатних мінералів у шліфах за допомогою імерсійного методу аналізу. Зазначимо, що карбонати групи кальциту є одновісними, від'ємними з дуже високим двозаломленням (0,175–0,245). Завдяки наявності ізоморфних рядів, показники заломлення і інші властивості поступово змінюються і частково перекриваються. Натомість, карбонати групи арагоніту – двовісні, від'ємні (табл. 20).

Таблиця 20  
Оптичні показники карбонатних мінералів

Двовісні від'ємні	Одновісні від'ємні
$n_g > 1,700$ (церусит) $1,680 < n_g < 1,700$ (арagonіт)	$n_o < 1,665$ (кальцит) $1,665 < n_o < 1,686$ (Mg-доломіт) $1,686 < n_o < 1,700$ (параанкерит) $n_o = 1,700$ (магнезит) $1,700 < n_o < 1,725$ (брейнерит) $1,725 < n_o < 1,740$ (анкерит) $1,740 < n_o < 1,780$ (Fe-доломіт) $n_o > 1,780$ (пістомезит, сидерит, родохрозит)

Карбонати групи кальциту мають досконалу спайність по ромбоедру, тому в імерсійних препаратах їх кладуть на площину спайності по ромбоедру. За ними визначають  $n_e$  (табл. 21).

В імерсійному середовищі вивчають порошок карбонатної породи та за показниками заломлення розрізняють мінерали.

## **Порядок виконання роботи**

1) Підготовка імерсійного препарату дослідуючої речовини. Для цього мінерал подрібнюють у яшмовій ступці доти поки на пальцях не буде відчуватися розмір зерен (розмір зерен становить 0,05–0,2 мм).

2) Подрібнену пробу шпателем переміщують на чисте знежирене предметне скло у такій кількості, щоб зерна були ізольовані одні від одних. Препарат накривають чистим знежиреним покривним склом, взявши його за куточки і цим не забруднити його. Далі, з набору імерсійних рідин беруть одну з пляшечок зі скляним корком та наносять краплю рідини на предметне скло на край покрівного скла. В результаті капілярності рідина швидко розтікається під покривним склом, змочуючи порошок. Для рівномірного розтікання, олівцевою гумкою дещо натискають на покрівне скло, пересуваючи його на невелику відстань і цим водночас розсуваючи зерна порошку.

3) Перевірити стан мікроскопу і встановити його у робоче положення. Подивитися, чи вимкнені лінзи Бертрана і Лазо, а також аналізатор, відкрити діафрагму, налаштувати правильне освітлення.

4) Помістити препарат на столик мікроскопа, закріпити, і за збільшення (окуляр  $5^x$  або  $8^x$ , об'єктив  $20^x$  або  $40^x$ ) спостерігати, як завдяки переміщенню тубуса мікроскопа поводить себе смужка Бекке на контакті мінералу з імерсійною рідиною.

5) Відпрацювати методику визначення показника заломлення на прикладі кальциту.

*Таблиця 21*

**Показники заломлення мінеральних зерен на площинах спайності по ромбоедру (1010)**

$n_e$	Мінерали	Мінерали	$n_e$
1,566	Кальцит	1,655	Феродоломіт
1,587	Магнезіодоломіт	1,673	Пістомезит
1,602	Магнезит	1,702	Родохрозит
1,607–1,613	Брейнерит	1,742	Сидерит

## **2.6. Термічний аналіз**

Діагностика карбонатів за допомогою термічного аналізу полягає у визначенні температур, за яких відбувається розкладання

самих мінералів. Наприклад, сидерит дисоціює за температур 360–580 °C, тоді як температурний інтервал магнезиту становить 570–650 °C, натомість кальцит – в межах 800–900 °C, а доломіт 710–770 °C з виділенням половини кількості CO<sub>2</sub>, решта вуглекислого газу пов’язану з кальцієм виділяється за температури 900 °C.

Отже, доломіт як подвійна сіль на відміну від простих солей характеризується кривою з двома ендотермічними піками (рис. 32), а на кривій анкериту з’являється три піки (рис. 33): за температур першої доломітової реакції, потім за 820–860 °C і нарешті за 900 °C. Поява другої ендотермічної реакції пояснюється тим, що виділена з молекули анкериту FeCO<sub>3</sub>, є перегрітим (його розкладання відбувається за більш низьких температур – близько 400–600 °C, тому дисоціація відбувається швидко, викликаючи на температурній кривій утворення петлі перегріву (див. рис. 24), а потім – в результаті швидкого окислення виділений FeO – різке піднімання кривої, який змінюється новим її ендотермічним вигином – другий пік, який утворився в результаті дисоціації MgCO<sub>3</sub> лише після переходу головної частини FeO і Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Окислення FeO в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> пояснює екзотермічний вигин кривої сидериту, який змінює ендотермічну реакцію.

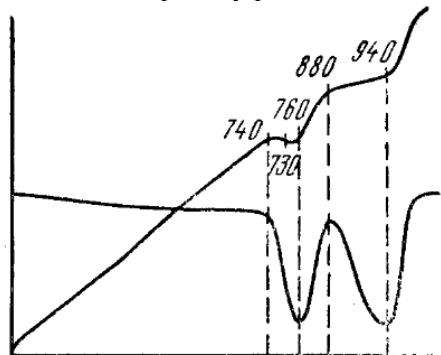


Рис. 32. Крива нагрівання доломіту (за А. І. Цветковим)

Наявність домішок змінює характер термокривих подвійним чином.

По-перше, незначний (десяті долі процента) вміст солів лужних металів (хлоридів, нітратів тощо) і низки інших речовин знижує температуру дисоціації, в результаті чого, наприклад крива доломіту стає подібною на криву домішок магнезиту і кальциту (температура першого ефекту – 600 °C). Такий самий вплив здійснюють інші домішки: кварцовий пісок, прокалений оксид алюмінію, тонко дисперсне органічна і можливо глиниста речовина,

а також пірит. З другого боку, температура дисоціації сидериту закономірно підвищується від ізоморфної домішки  $MgCO_3$ , а відтак характер кривої загалом не змінюється.

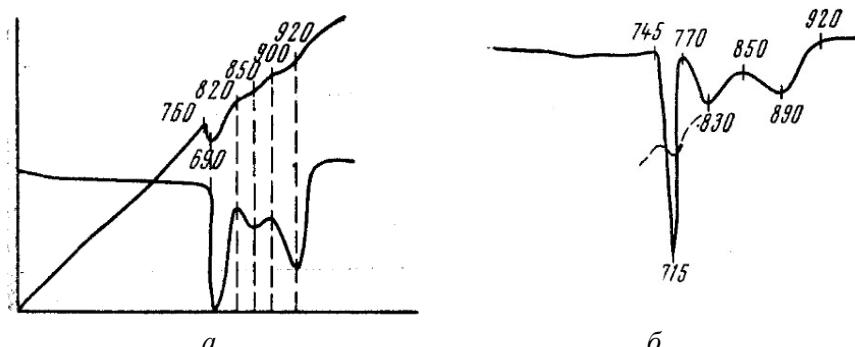


Рис. 33. Криві нагрівання анкеритів:  
а – тип кривої (за А. І. Цветковим);  
б – крива анкеритової конкреції (вален, Дагестан);

По-друге, за більш значному вмісті (наприклад глинистої речовини) на кривих з'являються додаткові екзо- і ендотермічні піки, які нерідко сильно ускладнюють криву. Арагоніт, за даними В. Б. Татарського (1952) під час проведення термічного аналізу поводить себе як кальцит, і відповідно, не відрізняється від кальциту.

## 2.7. Хімічний аналіз

Вивчення хімічного складу карбонатних порід скрізь використовується як для мінералогічного аналізу так і для оцінки їхньої придатності для різних видів мінералогічної сировини. Таке вивчення проводять за допомогою різних видів хімічного аналізу, найважливішими з яких є аналіз солянокислої витяжки та інші методи раціонального аналізу, які дозволяють діагностувати карбонатні мінерали.

Для отримання солянокислої витяжки, використовують слабку (2–5 %) соляну кислоту, яку нагрівають до кипіння, а за наявності анкериту чи сидериту кип'ятіння проводять в межах 5 хвилин. Цілу низку компонентів визначають зокремих наважок.

Дані аналізу, що приводяться у окисній формі перераховують на карбонатні мінерали. Якщо у аналізі виявлено окисли кальцію,

магнію, заліза та мангану, перерахунок проводять спочатку на простих солях ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ , і  $\text{MnCO}_3$ ). У перерахунках достатньо помножити процентний вміст відповідного окисла на привідний коефіцієнт: 1,785, 1,916, 1,611, 1,619 відповідно для  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ , і  $\text{MnO}$ . Проте якщо  $\text{CaO}$  і  $\text{MnO}$  у солянокислій витяжці практично завжди утворюється за рахунок карбонатів, то частина  $\text{MgO}$  і  $\text{FeO}$  видобувається з силікатів – лепто хлоритів, монтморилоніту тощо.

Силікатну частину від карбонатної точно відділити неможливо. Для більш правильної оцінки кількості силікатної частини цих окислів проводять два перерахунки: перший – у послідовності  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ , а у другому –  $\text{FeO}$  і  $\text{MgO}$  міняють місцями. Мірилом ступеню руйнування витяжкою силікатної частини породи є залишок вище перелічених окислів, у яких не вистачає  $\text{CO}_2$ . Кількість  $\text{CO}_2$ , який витрачається на зв'язування окислу, визначають як різницю вмісту солі, отриманої в результаті перерахунку та вмісту окисла (наприклад,  $\text{CaCO}_3 - \text{CaO} = \text{CO}_2$  у %). При першому перерахунку нерідко залишається надлишок  $\text{MgO}$ , на який не вистачає  $\text{CO}_2$ . Інколи останнього повністю не вистачає на всю кількість  $\text{MgO}$  і навіть частково на  $\text{FeO}$ . За карбонатну (або силікатну) кількість цих окислів (або солей) беруть їхнє середнє арифметичне значення в обох розрахунках.

Розрахунок отриманих солей на мінерали можна робити лише наближено: одна сіль може входити до складу різних мінералів, а співвідношення останніх часто є невідоме. Н. М. Страхов (1957) рекомендує проводити розрахунок за даними усередненого хімічного складу карбонатних мінералів, які завчасно діагностовано макроскопічно, у шліфах, за допомогою методів забарвлення чи термічного аналізу.

## 2.8. Рентгенівський аналіз

Рентгенівський аналіз – це один з основних методів вивчення складу і структури мінералів. Відразу після відкриття рентгенівської дифракції рентгенографія швидко довела свою перевагу у вирішенні багатьох завдань, а зокрема, і у ідентифікації речовин перед такими давно відомими методами вивчення твердих фаз, як хімічний аналіз, оптична мікроскопія тощо. Оптичні методи на відміну від рентгенівських не дають змоги розрізнати ті мінерали, які мають близькі показники заломлення та щільність.

Отримана на основі рентгенографії інформація у багатьох випадках на може бути досягнена в ті ж терміни і з тією ж точністю за допомогою інших аналітичних методів. Саме тому рентгенографія стала ширше використовуватися у виробничому аналізі руд, сплавів, синтетичних матеріалів, напівпровідників, продуктів металургії, а також керамічної, цементної та хімічної промисловості.

Особливість рентгенографічного аналізу порошкових утворень полягає у багатоцільовому призначенні, яке дозволяє вирішувати різноманітні завдання, найважливішим з яких є якісний аналіз або ідентифікація досліджуваної речовини. Найбільш успішне вирішення перш за все пов'язане з наявністю достатньої кількості стандартних довідкових даних, що містять величини  $I$  та  $d_{hkl}$ . Про необхідність створення для цієї цілі бібліотек довідкових даних повідомлено відразу після розробки методу Дебая – Шеррера – Халла. Ще в 1919 році, А. Халл виявив, що  $\text{NaF}$ , якого вважали хімічно чистим, насправді містив домішку  $\text{NaHF}_2$ . Однак, перші такі бібліотеки виникли лише в 1938 році, коли американський дослідник Дж. Ханавальд зі співавторами опублікував статтю, присвячену ідентифікації речовин на основі рентгенофазового аналізу, в якій містилися результати розрахунків порошкових діаграм для 100 сполук. Кожна порошкова рентгенограма стала розглядатися наче “відбиток пальця” хімічних сполук.

Після цього, у 1940 році об'єднаний комітет з проведення хімічних аналізів з використанням порошкових дифракційних методів за підтримки Американського товариства з дослідження матеріалів (ASTM) провів роботу з систематизації структурних даних, і в 1941 р. відомі до того часу рентгенодифракційні спектри опубліковано у формі картотеки PDF з ключем для пошуку, схему якого запропонував Дж. Ханавальд. Цей ключ містив дані за трьома інтенсивними відбиттями, хімічну формулу та номер картки з повною інформацією про цю сполуку. В майбутньому картотека розширилася до 2500 сполук. Для її оновлення зрештою за сприяння ASTM організовано комітет, який також підтримували наукові організації Великобританії, Франції і Канади. З часом комітет набув функцій міжнародної організації, а в 1969 році став цілком самостійним. Створена ним картотека стала називатися “Порошкова дифракційна картотека об'єднаного комітету порошкових дифракційних стандартів (PDF JCPDS). У 1978 році, 14 міжнародних і національних наукових товариств, зокрема США, Німеччини, Канади, Австралії, Франції, Великобританії, і Японії за

сприяння Міжнародної спілки кристалографів сформували ICDD – Міжнародний центр дифракційних даних, в якому активно працює 250 дослідників з 33 країн.

Принцип формування картотеки – хронологічний. З 1957 р. розпочато щорічний випуск сетів. Починаючи з 18-го сету, кожен наступний містить дані по 1500 неорганічних сполук.

Пошук необхідних даних можна проводити різними способами:

- за номером відповідної картки;
- за назвою сполуки;
- за хімічною формулою (у кожному ключі наведено значення міжплощинних відстаней для трьох показників найбільш інтенсивного відбиття);
- за значеннями міжплощинних відстаней для восьми показників найбільш яскравого відбиття;

Останній спосіб найбільш загальний, але використовуючи його, слід мати на увазі деякі вузькі місця, пов'язані з оцінкою достовірності рентгенографічних даних.

**Суть методу рентгенівської дифракції.** В основі проведення аналізу є отримання повної або часткової рентгенограми шляхом сканування зразка за кутом  $\Theta$  між площею зразка та первинним пучком. Причому, для реєстрації інтенсивності дефрагованого променя, лічильник повинен повернутися на кут  $2\Theta$  по відношенню до первинного пучка. Стандартні сучасні дифрактометри дозволяють отримувати порошкову рентгенограму в інтервалі кутів  $2\Theta$  від  $6-8^\circ$  до  $140-160^\circ$  за мінімального кроку  $0,01-0,005^\circ$ . Завдання розрахунку міжплощинної віддалі і оцінки інтенсивностей рефлексів відбитих від визначених атомних площин у кристалі, під час зйомки у дифрактометрі вирішується шляхом сканування дифрагованих променів при зміні кута  $\Theta$ . Але, у вирішенні деяких спеціальних завдань рентгенівської зйомки використовується інший підхід для отримання подібної інформації. Справа в тому, що для розрахунку міжплощинних відстаней на основі формули Брега-Вульфа можна змінювати не кут  $\Theta$  а довжину хвилі  $\lambda$ . Це є можливо, якщо підняти інтенсивність суцільного (білого) спектру. Тоді, фіксуючи розсіяні за одним і тим самим кутом  $\Theta$  кванти з різною енергією, можна отримати дані про міжплощинні відстані  $d$ . Метод, в якому використовується цей принцип, отримав назву енергодисперсний аналіз.

Для рентгенографічної зйомки у дифрактометрі, переважно, використовують плоский препарат. Це порошок, нанесений на

поверхню спеціальної кювети. Кювету (діаметр – 25 мм) вставляють у приставку. При обертанні зразка підвищується якість рентгенограми в результаті того, що більша кількість систем атомних площин знаходиться у відбитому положенні. Отже, у круглий отвір кювети рівномірно наносять порошок досліджуваної речовини (0,1 г) та пресують його. Товщина препарату визначається світлосилою приладу і становить переважно 0,2-0,4 мм. За такої товщини дефраговані від підложки рефлекси не пробиваються через шар препарату.

Зарахунок пресування у зразку може виникнути закономірна укладка однаково орієнтованих за площинами спайності або граням кристалів. Це не є перешкодою для вимірювання положень дифракційних максимумів. Але у випадку кристалів з цілком досконалою спайністю текстурування може виявиться настільки сильним, що на рентгенограмі залишаться лише рефлекси, що відповідають площинам, паралельних до спайності (так звані базальні рефлекси). Деякого покращення результатів зйомки можна досягнути при змішуванні такої фази з ізотропним матеріалом (наприклад MgO), який може відігравати роль внутрішнього стандарту та водночас послабити ефект, пов’язаний з утворенням текстури.

Відділення  $\beta$ -хвиль у порошкових дифрактометрах здійснюється як за допомогою рентгенівських фільтрів, так і з використанням монохроматорів. При монохроматизації рентгенівського променя за методом Брега – Брентано як монохроматор використовується плоска пластинка, поверхня якої паралельна площинам спайності. Відбитий від атомних площин монохроматора промінь, характеризується високим ступенем монохроматичності, але його інтенсивність є дещо нижчою у порівнянні з первинним пучком. Монохроматизація за методом Фанкухена дозволяє скоротити втрати інтенсивності променя, який потрапляє на зразок. У цьому разі монохроматор також має плоску форму, але його поверхня має кут  $\Theta / 2$  з площинами спайності (рис. 34).

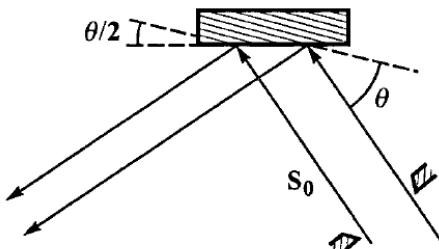


Рис. 34. Відбиття рентгенівського променя у монохроматорі Фанкухена

Нехай на таку пластинку під кутом  $\Theta$  до площин спайності прямує первинний пучок ( $S_0$ ), причому величина такого кута буде відповідати вимогам умови Брега–Вульфа  $2d \sin \Theta = \eta\lambda$  для системи площин, паралельних площині спайності та для значення довжини  $a$ -хвилі. Відбитий промінь також буде становити кут  $\Theta$  з площею спайності. При цьому якщо кут між первинним пучком і поверхнею монохроматора дорівнює  $3\Theta/2$ , то кут між відбитим променем і цією ж поверхнею дорівнюватиме лише  $\Theta/2$ . Відповідно ширина відбитого монохроматичного променя буде значно меншою, що знизить втрати у інтенсивності направленого на зразок пучка.

**Дослідження складу кальциту і доломіту за рентгенографічними даними.** Вивчення кристалічних структур тригональних карбонатів розпочато відразу після відкриття рентгенівської дифракції. Структуру кальциту R-3c розшифровано в 1914 р., а структуру доломіту  $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$  (R-3) – в 1924 році.

Монокатіонні карбонати (вітерит  $\text{BaCO}_3$ , стронціаніт  $\text{SrCO}_3$ , церусит  $\text{PbCO}_3$ ), мають більший ніж  $\text{Ca}^{2+}$  катіон, ( $r > 1 \text{ \AA}$ ), а відтак кристалізуються у структурному типі арагоніту з ромбічною симетрією. У цьому структурному типі катіони мають координаційне число 9, тоді як у кальциті – 6. Разом з тим, за високих температур вітерит і стронціаніт з катіонами більшого розміру набувають тригональну структуру кальцитового типу.

Характерною особливістю карбонатів є присутність у їхніх структурах аніонів  $\text{CO}_3$  з атомами С у центрі (рис. 35).

Розташовані вздовж осі третього порядку, групи  $\text{CO}_3$  у структурі кальциту в межах кожного шару орієнтовані однаково, а у сусідніх шарах – з протилежного боку. Особливість радикалу  $\text{CO}_3$  проявлено у його споторненні, зміні відстаней C – O ( $1,24$ – $1,32 \text{ \AA}$ ) і (O – O) (середнє O – O становить  $2,24 \text{ \AA}$ ), що залежить від складу катіонів, з якими пов’язані O-вершини. Зазначений у ряді структур вихід атомів С з площин координаційного трикутника становить –

0,02–0,04 Å

Баланс зарядів пропонує входження в ізотопи кальциту лише двохвалентних катіонів Mg, Fe, Cd, Mn, Zn, Co, Ni. При цьому, Ca у кальциті може повністю заміститися Mn навіть до утворення родохрозиту  $MnCO_3$ .

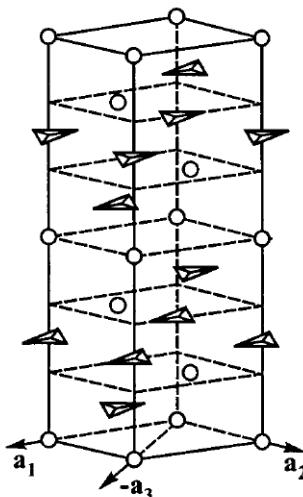


Рис. 35. Кристалічна структура кальциту. Білими кругами позначенено атоми Ca, між якими розташовані групи  $[CO_3]$

Структура доломіту  $CaMgCO_3$  відрізняється від структури кальциту, перш за все, пошаровим розташуванням катіонів Ca та Mg. Довжини зв'язків Ca–O у доломіті є довшими у порівнянні з кальцитом (2,38 і 2,36 Å відповідно), натомість зв'язки Mg–O скорочено, якщо порівняти зі структурою магнезиту (2,03 і 2,10 Å відповідно).

Для кальцієвих доломітів з надлишковим вмістом  $CaCO_3$  (переважно до 7 мол) до недавнього часу пропонувалося входження Ca у позиції Mg. Разом з тим, допускається, що в таких структурах з'являються додаткові кальцієві шари, тобто чисто кальцієві прошарки чергуються з чисто магнієвими. Таким чином, ця структурна модель базується не на уявленнях про досконалій Ca–Mg ізоморфізм у структурі доломіту, а про змішану шаруватість.

Д. Ю. Пущаровський (2000) зазначає, що існування подвійних карбонатів з загальною формулою  $CaR^{2+}[CO_3]_2$  зі структурним типом доломіту перш за все визначається за різницею розмірів катіонів обумовлених їхнім розподілом у певних структурних

позиціях. Стабільність сполук з наведеною вище формулою загалом відповідає наступному ряду  $R^{2+}$  Mg >> Mn >> Zn >> Fe >> Co >> Ni >> Cu. При цьому структури з першими чотирма катіонами є відомі у природі.

Серед інших подвійних карбонатів найбільш близькими структурно до доломіту є норсетит  $BaMg(CO_3)_2$ , хантит  $CaMg_3(CO_3)_4$ , які розглядаються як можливі попередники доломіту у процесі осадового мінералоутворення. Подібно кальциту і доломіту у тригональній структурі ханти ту шари катіонів і груп  $CO_3$  чергуються вздовж с-осі, але для хантиту пропонується модель, у якій впорядкований розподіл катіонів виражено не чергуванням самостійних шарів, а розподілом Ca і Mg у співвідношенні 3 до 1 у кожному шарі. Це призводить до появи кристалографічно різних груп  $CO_3$ , деякі з яких є нахиленими до осі 3.

Інфрачервоною спектроскопією доведено входження у структуру карбонатів груп (OH) і молекул  $H_2O$ . Тому розкладання під електронним мікроскопом окремих елементарних шарів карбонатів пов'язане не з розу порядкуванням груп  $CO_3$ , а з видаленням пошарово-розділених у вихідних продуктах молекул  $H_2O$ . У складі природних карбонатів атоми H займають особливе положення, оскільки завжди відіграють роль містка, у якому за допомогою H-зв'язків сполучаються карбонатні групи, формуючи аніонні угрупування різних типів гантель, ланцюжків, кілець та шарів. Якщо віддаль C–O, яка перевищує 1,32 Å, то це свідчить про роль у відповідних вершинах груп (OH) та утворення кислих аніонів ( $HCO_3$ ). Така диференціація окремих зв'язків C–O (1,367 у порівнянні з 1,251 і 1,273 Å) характерною є для  $Ca(HCO_3)OH$ , а також  $NaHCO_3$  (1,346 у порівнянні з 1,263 і 1,254 Å).

**Рентгенографічні методи дослідження складу кальциту.** Кальцит – представник ізоморфоємнісних мінералів. У природі спостерігається неперервна серія твердих розчинів  $CaCO_3$  –  $MnCO_3$  і обмежені серії  $CaCO_3$  –  $FeCO_3$  і  $CaCO_3$  –  $MgCO_3$ . Ізоморфне заміщення катіонів Ca у структурі кальциту на Mn, Mg чи  $Fe^{2+}$  супроводжується лінійною зміною параметрів елементарної комірки. Природні зразки у більшості випадків є ізоморфними домішками трьох і більше компонентів. Відповідно до даних Г. К. Кривоконевої у області невисоких вмістів ізоморфної домішки Mn, Mg чи  $Fe^{2+}$  у кальциті, залежність параметрів решітки мінералу від вмісту домішок є приблизно однаковою для всіх трьох серій твердих розчинів. Це дозволяє оцінювати за параметрами решітки і величиною міжплощинних віддалей сумарне положення Mn, Mg чи

$\text{Fe}^{2+}$  у кальциті в області їх малих концентрацій (рис. 36)

**Методи виявлення особливостей складу доломіту.** Доломіт можна розглядати як впорядкований твердий розчин у системі  $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ .

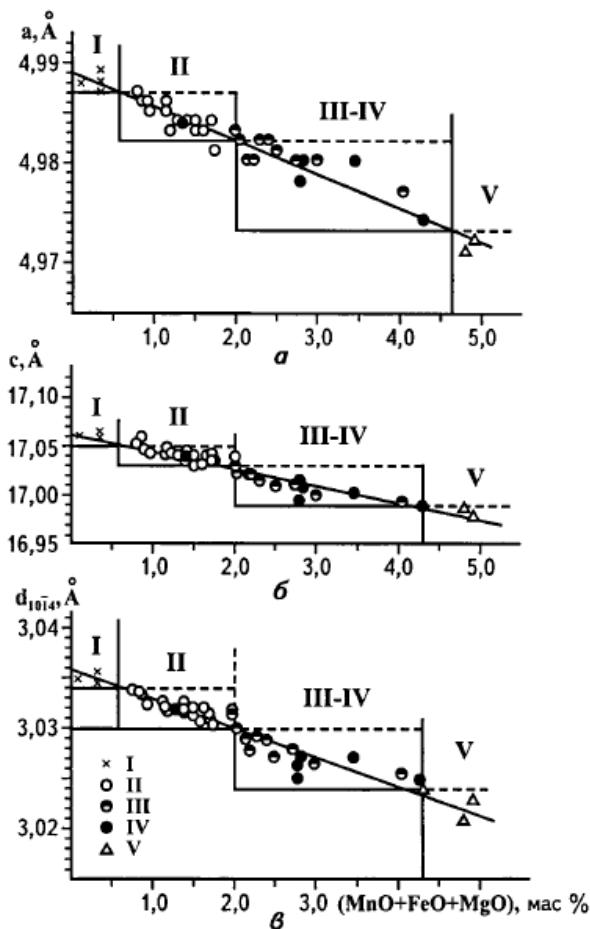


Рис. 36. Залежність параметрів елементарної комірки (*a*, *b*) та міжплощинних відстаней  $d_{1014}$  (*c*) кальциту за присутності ізоморфних домішок Mn, Fe, Mg.

I – кальцити з дуже низьким вмістом ізоморфних домішок;

II – залізисті кальцити;

III – мангано-залізисті кальцити;

IV – мангановисті кальцити;

V – магнезіально-мангановисто-залізисті кальцити

Заміщення половини атомів кальцію у структурі кальциту на магній та їхнє упорядковане розміщення у структури призводить до наступного:

- зміни параметрів елементарної комірки;
- пониження симетрії з R 3c до R 3 і відповідно до появи на рентгенограмі надструктурного відбиття, до якого відносять (015).

За даними І. Г. Демчук і М. Є. Генералова, співвідношення інтенсивностей рефлексів  $I_{015} / I_{110}$  розглядається як коефіцієнт структурної впорядкованості доломіту, він євищим у доломіту зі строго пошаровим розподілом Ca і Mg у структурі, і наближається до нуля у міру збільшення вмісту Ca.

Зміна параметрів елементарної комірки доломіту може бути пов'язане з трьома факторами надлишку  $\text{CaCO}_3$  по відношенню до  $\text{MgCO}_3$  тобто з формуванням протодоломіту, а також з присутністю  $\text{FeCO}_3$  і  $\text{MnCO}_3$ . Отже, для достовірної диференціації зразків доломіту за складом на основі рентгенографічних методик, слід завчасно оцінити вміст  $\text{FeCO}_3$  або  $\text{CaCO}_3$ .

### **3. ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ЗМІНИ КАРБОНАТНИХ ПОРІД І МЕТОДИКА ЇХ ВИВЧЕННЯ**

Вивчення постседиментаційних змін карбонатних порід має науковий інтерес і представляє велике практичне значення:

по-перше, без уміння правильно і достовірно розмежовувати седиментаційні та постседиментаційні особливості, в ряді випадків неможливо правильно відновлювати умови осадконагромадження, проводити фаціально-палеогеографічні реконструкції;

по-друге, ці зміни мають суттєвий, і часто і визначальний вплив на колекторські властивості карбонатних порід;

по-третє, вторинні процеси, зокрема доломітизація і окварцовування, мають великий вплив на технологічні властивості карбонатних порід – їх застосування в якості сировини для цементної промисловості, облицювального матеріалу у будівництві, флюсів у металургії і т.д.

До останнього часу були відомі лише окремі сторінки процесу постседиментаційного перетворення вапняних і доломітових порід, і лише в останні роки стало успішно розвиватися вивчення їх постседиментаційних змін.

**Стадія діагенезу.** Діагенез карбонатних осадків – це найскладніша проблема у вивченні карбонатоутворення. Під діагенезом карбонатних осадків ми розуміємо їх перетворення в

породу рівноважну термодинамічним умовам верхніх шарів літосфери.

Ознаки діагенетичних змін в карбонатних породах спостерігаються у вигляді: 1) перекристалізації карбонатних мінералів, яка супроводжується структурними перетвореннями порід, 2) появи нових аутигенних карбонатних мінералів і їх перекристалізації, 3) появи нових аутигенних некарбонатних мінералів (глауконіту, фосфатів, гідроокисних сполук заліза та ін.), 4) розчинення нерідко неодноразового характеру.

*Перекристалізація.* Суттю процесу діагенеза карбонатних порід перш за все є його літифікація і тісно пов'язана з нею цементація. На початку осадок має пелітоморфну структуру. В діагенезі седиментогенні карбонатні мінерали перекристалізовуються, що супроводжується зростанням їх розмірів. У первинно пористих і просяклівих органогенних, уламкових і оолітових мулах виникають кальцитові щітки і крустифікаційний цемент, а також регенераційні облямівки навколо скелетних решток організмів, уламків карбонатних порід і оолітів.

Розглянемо приклади літифікації і цементації карбонатних осадків у ряді обстановок і прослідкуємо їх залежність від обстановок седиментації (Чілінгар Дж., 1970).

*Надприливна смуга теплих морів.* В цій смузі вище звичного рівня приливу і вище дзеркала ґрунтових вод формується біч-рок, тобто з cementовані пляжні піски, особливістю яких є висока швидкість літифікації, яка завершується іноді у декілька днів. На Гавайських островах, атолах Фаннінг і Фунафуті біч-рок розвивається в середній і верхній частинах пляжу у зоні, де найбільш часто повторюється плескання хвиль. Біч-рок цих районів складається з арагонітових і високомагнезіально-кальцитових скелетних уламків і контактового, контактно-порового, порово-базального (або у вигляді облямівок) цементу, складеного мікрозернистим і пелітоморфним магнезіальним кальцитом з деякою домішкою арагоніту або арагонітом магнезіального кальциту. Частково арагонітові і високомагнезіально-кальцитові скелетні уламки перетворені в стабільні мінеральні фази – кальцит і доломіт. За Н.В. Логвиненком (1984), цементація відбувається в результаті втрати вуглекислоти морською водою.

Характерною особливістю біч-року є його структурно-текстурні особливості: а) конгломерато- або брекчійовидність, б) наявність на поверхні з cementованої пляжної породи різних ерозійних заглиблень.

*Приливно-відливна (літоральна) і субліторальна зони.* В цих зонах також відбувається інтенсивна літифікація карбонатних осадків, яка відбувається тут під впливом періодичного осушення осадків, змішання морських вод з прісними і, що особливо специфічно, під впливом бактеріально-водоростевої активності і біохімічних процесів. Осадки тут цементуються жердиновидним високомагнезіальним кальцитом, нерідко в міжзернових просторах виникає голчастий арагоніт і утворюються кірочки магнезіально-кальцитового мікриту біогенного походження. В карбонатних осадках теплих морів установлений ряд нарastaючої стійкості карбонату кальцію: високомагнезіальний кальцит – арагоніт – низькомагнезіальний (звичайний) кальцит. В подальшому арагоніт переходить в кальцит в твердій фазі (перекристалізація), а високомагнезіальний кальцит – в кальцит з утворенням деякої кількості доломіту. При зануренні і перекритті новими порціями осадків поряд з перекристалізацією відбувається доломітизація.

В процесі перекристалізації проміжки між уламками і черепашками заповнюються мікрозернистим і зернистим кальцитом.

*Глибоководне карбонатонагромадження.* Карбонатні осадки ложа океану (форамініферові мули і т.д.) в більшості випадків залишаються пухкими. Однак у багатьох місцях глибоководного карбонатонагромадження виявлена підводна приповерхнева літифікація. Літифіковані мули в Середземному морі і в Атлантичному океані відмічені на глибинах 200-300 м і вміщують високомагнезіальний кальцит і доломіт.

Зараз можна стверджувати, що цементація і літифікація карбонатних осадків на морському дні і утворення щільної вапняної кірки – явище закономірне і незалежне від глибини і визначається перш за все сповільненням або тимчасовим призупиненням осадконагромадження. Паралельно відбувається насичення карбонатів магнієм, що при подальшій стабілізації мінерального складу виливається в кристалізацію доломіту. Мінеральна стабілізація з cementованих метастабільними мінералами осадків провокує перекристалізацію.

*Рифові побудови.* Діагенетичні зміни проявляються в цементації, яка супроводжується явищами розчинення і перевідкладання карбонатів, трансформацією мінерального складу і зміною генерацій карбонатного цементу. Іноді виявляються до семи типів карбонатного цементу, а в окремих міжзернових порожнинах до трьох генерацій цементу.

Цементація рифового каркасу відбувається у підводних умовах і швидко. Цемент (наприклад, на півночі Червоного моря) представлений голчастим арагонітом і в підпорядкованій кількості майже непрозорою масою високомагнезіального кальциту, причому арагоніт кристалізується на поверхні коралів, а кальцит тяжіє до решток водоростей.

В коралових рифах формування твердої породи – перша стадія діагенетичних перетворень. Крім того, відбувається трансформація метастабільних мінералів в стабільні, що призводить до часткової або повної перекристалізації і доломітизації вапняку.

В рифових побудовах особливо інтенсивні зміни відбуваються під впливом прісних вод, що виражається в повному розчиненні арагонітового матеріалу, широкому розвитку мікрозернистого кальцитового цементу і перекристалізації коралових скелетів. В тих випадках, коли в порах вапняку склад порових вод наближується до морського, ступінь перетворення порід різко знижується. Таким чином, зв'язок інтенсивності і характеру діагенетичних перетворень з обстановками седиментації і структурно-мінералогічними особливостями осадових утворень очевидний.

В результаті діагенетичної перекристалізації і доломітизації, по-перше, ретушується шарувата структура осадової товщі, по-друге, в ході діагенезу деструкціються і зникають скелетні рештки, по-третє, цементуючі карбонатні осадки можуть насичуватись деякими елементами шляхом входження їх в кристалічну решітку карбонатних мінералів або збіднюватись ними.

Поява нових аутигенних карбонатних мінералів і їх перекристалізація. Структурні діагенетичні перетворення супроводжуються зміною кристалічної структури і складу карбонатних мінералів. До такого роду змін відноситься перехід арагоніту в кальцит, високомагнезіального кальциту в кальцит, заміщення арагоніту і кальциту доломітом. Мабуть, можна говорити про існування декількох мінеральних рядів перетворення, установлених в сучасних карбонатних осадках.

1. Арагоніт - магнезіальний кальцит (проміжна метастабільна фаза) – низькомагнезіальний кальцит.

2. Арагоніт – низькомагнезіальний кальцит.

3. Магнезіальний кальцит – низькомагнезіальний кальцит.

В карбонатних породах до числа діагенетичних відносяться кальцит, який виділяється в трьох характерних формах: у вигляді щіток правильно огранованих дрібних кристалів, які нарощують на

скелетні рештки організмів, на уламки карбонатних порід і ооліти, регенераційних оболонок на скелетних частинах голкошкірих і у вигляді ділянок дрібнозернистої будови, виниклих в результаті постседиментаційної перекристалізації, седиментогенного (органогенного і хемогенного) кальциту. Відома присутність в карбонатних породах діагенетичного доломіту, який сильно варіє кількісно. Його особливістю являється збагаченість його кристалів включеннями мікрозернистого кальциту, зональна будова, різний розмір і вміст, який різко змінюється. Мабуть, діагенетичний доломіт виникає в породі пізніше раніше розглянутих форм кальциту, бо іноді вдається спостерігати як доломіт упроваджується в скелетний уламок фауни з крустифікаційною облямівкою діагенетичного кальциту або включає в себе релікти кальцитових щіток.

Поява нових аутигенних не карбонатних мінералів. В діагенетичну стадію крім аутигенних карбонатних мінералів виникають не карбонатні мінерали, які складають досить певні парагенетичні ряди послідовного утворення. Такі ряди утворюють гідроокисли заліза, фосфати кальцію, анатаз, глауконіт, пірит. Гідроокисли заліза утворюють „залізисті сорочки” на уламкових частинках і органічних рештках, а також пігментують мікрозернисті згустки кальциту і глинисті скupчення в карбонатних породах. Фосфати кальцію утворюють виділення неправильної, часто округлої форми. Анатаз виділяється у вигляді дрібних кристалів, глауконіт – переважно в порожнинах скелетних решток (камери форамініфер, канали голкошкірих). Глауконіт утворює неправильної форми зерна нерідко з розплівчастими контурами зі слідами колоїдних структур. Пірит має різні форми виділення: скupчення, приурочені до решток організмів, рослинних тканин, глинистих прошарків, збагачених органічною речовиною або окремі зерна і агрегати, нерівномірно розсіяні в карбонатні масі – фрамбіди в черепашках форамініфер і інших організмів.

Розчинення. Відомі випадки розчинення карбонатного матеріалу, яке відбувалось в стадію діагенезу. Про це свідчать сліди вилуговування органічних решток і оолітів, пізніше покритих крустифікаційними щітками. Мабуть, причиною розчинення карбонатного матеріалу було зниження pH кислих вод за рахунок вуглекислоти, яка виділилась в результаті життєдіяльності організмів.

Розглянуті перетворення ведуть до появи новоутворених структур, появи стійких карбонатних мінералів і в цілому до

літифікації осадку. Момент повної літифікації карбонатних осадків більшістю дослідників приймається за границю між діагенетичною та катагенетичною стадіями.

**Стадія катагенезу.** Характерною особливістю стадії явився широкий розвиток мінеральних новоутворень карбонатних і некарбонатних мінералів, які значно переважали діагенетичні за числом мінеральних видів і об'ємом виділеного матеріалу. В стадію катагенезу виділяються польові шпати, халцедон, кварц, пірит, марказит, сфалерит, гідроокисли заліза, гідрослюд, глауконіт, сепіоліт, палигорськіт, флюорит, барит, ангідрит і карбонатні мінерали (кальцит і доломіт, цеоліти).

Польові шпати виділяються у вигляді облямівок або окремих кристалів, які вміщують включення тонкозернистого кальциту. Мабуть, вони виникають в результаті взаємодії глинистої алюмосилікатної речовини осадку з лугами, адсорбованими з морської води.

Каолініт розвивається по седиментогенному кальциту і в порожнинах в більш пізніх утворень кальциту. Новоутворення кремнезему зустрічаються у вигляді регенераційних облямівок на кварці і заміщують скелетні рештки організмів. Нагромадження кремнезему відбувалось, мабуть, в результаті розчинення органогенного кремнезему і гідрогелей  $\text{SiO}_2$ , які надійшли в осадок. Розглянута група мінералів тісно пов'язана між собою. Раніше інших утворювався польовий шпат, по мірі витрачання луг продукувався каолініт, а коли витратився глинозем, йшло утворення різних модифікацій кремнезему.

Пірит виділяється у вигляді правильних кристалів або скupчень в порожнинах порід. Марказит утворює голчасті і списовидні кристали і їх зростки. Сфалерит утворюється в порожнинах і метасоматичним шляхом. Форми його виділення – правильні кристали і зернисті скupчення.

Гідроокисли заліза пігментують діагенетичні скupчення мінералів і виділяються в порожнинах карбонатних порід.

Гідрослюді в якості аутигенних утворень зустрічаються рідко, виділяючись в порожнинах або розвиваючись метасоматично по катагенетичному кальциту або по раніше утворених мінералах. Зрідка заповнюють тріщинки в карбонатній породі.

Глауконіт заповнює порожнини вилугування, заповнює тріщинки і стило літові шви, а також заміщує катагенетичний кальцит. Магнезіальні силікати заповнюють порожнини вилугування і утворюють метасоматичні виділення.

Флюорит утворює добре утворені кристали і зернисті скupчення в порах карбонатних порід, псевдоморфози по спікулям кременевих губок і заповнює невеликі тріщинки.

Барит також зустрічається в порах і рідше утворюється метасоматичним шляхом.

Сульфати кальцію (гіпс і ангідрит) заміщують багато аутигенних мінералів, заповнюють пори, каверни і тріщини в породах. Нерідко включають в себе ділянки незміненого кальциту, ката генетичні кальцит і доломіт утворюють середньо- і крупноіндивідуальні виділення в порожнинах порід. Нерідко вміщують релікти органічних решток.

В катагенетичну стадію процеси розчинення відбуваються неодноразово. Нерідко вони порушують не тільки седиментогенний карбонатний матеріал і діагенетичні карбонатні мінерали, але і проявляються у випадках вилуговування і власно катагенетичних мінералів (наприклад, на ангідриті і гіпсі).

**Стадія метагенезу.** На стадії метагенезу відбувається сильна перекристалізація карбонатного матеріалу і виникнення мармуризованих вапняків, доломітів або мармурів.

Постседиментаційні зміни в карбонатних відкладах приводять до зміни загальної пористості порід і виникнення вторинних пор. Широко розвинута перекристалізація карбонатних порід при збереженні мінерального складу не змінюють суттєво кількість і тип пор. Однак поліморфні перетворення можуть привести до значної зміни пористості породи. Так, трансформація арагоніту в кальцит приводить до збільшення загального об'єму породи і, отже, до зменшення пористості. Заміщення кальциту доломітом може викликати повсюдне осадження породи (до 13%, за К.К.Селії, 1981), що приводить до виникнення міжкристалічної пористості. Навпаки, трансформація доломіту в кальцит (процес дедоломітизації, або кальцитизації) веде до зменшення пористості.

Одним з найважливіших процесів в результаті якого виникає вторинна пористість являється вилуговування, яке веде до появи пористості розчинення.

Для вивчення постседиментаційних перетворень карбонатних порід крім традиційних оптических методів необхідне використання нових, пов'язаних із застосуванням електронного обладнання. Нові можливості при вивчені постседиментаційних змін карбонатних порід відкриває растроva електронна мікроскопія

Нині виділяють наступні фази карбонатних осадків.

1. Фації пляжів відкритого моря і океану – черепашники і черепашкові піски, часто зцементовані карбонатами (біч-рок).
2. Фації пляжів заток і лагун – черепашникові піски, черепашкові піски і алеврити, часто біч-рок.
3. Фації підводного берегового схилу – піски з черепашкою, черепашники, черепашкові піски, алеврити, водоростеві піски, оолітові піски.
4. Фації мілководного шельфу тропічної зони: біогерми коралово-водоростевих рифів і атолів, коралово-водоростеві брекчії і галечники пляжів з океанської сторони рифів і атолів, коралові, коралово-водоростево-форамініферові піски пляжів, лагун, атолів і рифів (часто зцементовані – біч-роки), алеврито-пелітові і пелітові або лагун та рифів.
5. Фації глибоководного шельфу і верхньої частини материкового схилу – форамініферові піски, алеврити і алевропеліти з кістками хребетних і включеннями сульфідів заліза.
6. Фації підніжжя материкового схилу і височин ложа океану – форамініферові піски і алеврити, птероподові піски і алеврити, птероподово-форамініферові піски і алеврити, коралово-водоростеві піски і алеврити ( поблизу рифів і атолів).
7. Фації глибоководного ложа океану – форамініферові, коколітові, коколіто-форамініферові мули, діатомово-форамініферові і радіолярієво-форамініферові мули.

Особливо слід зазначити коколітові мули і осадки, що вміщують коколіти. Основна область їх розповсюдження – абісальні глибини ложа океану в тропічній зоні, однак вони зустрічаються і на мілководді. Так, вміст коколітів до 25-30% в карбонатних осадках відмічено в деяких лагунах Індійського океану і в Карибському басейні біля пів-ва Юкатан між сушою і Великим бар'єрним рифом Карибського моря.

Хемогенні осадки (мули з голчастого арагоніту, оолітові піски) зустрічаються на банках і відмілинах (Багамська банка, Бермудські острови та ін.), а затоках (Перська затока, зат. Куранг, лагуни Каліфорнії, шельф Мексиканської затоки, східна частина Каспійського моря та ін.).

## ЗМІСТ

Вступ.....	3
1. Класифікації та основні типи карбонатних осадових порід.....	4
1.1. Вапняки.....	15
1.2. Доломіти.....	32
1.3. Сидерити.....	38
1.4. Магнезитоліти.....	42
1.5. Мanganоліти.....	42
2. Методи вивчення карбонатних порід.....	43
2.1. Макроскопічне вивчення карбонатних осадових порід.....	43
2.2. Визначення карбонатних мінералів за допомогою методу фарбування.....	45
2.3. Вивчення карбонатних осадових порід у шліфах.....	50
2.4. Люмінісцентний аналіз.....	74
2.5. Імерсійні дослідження карбонатних мінералів.....	77
2.6. Термічний аналіз.....	87
2.7. Хімічний аналіз.....	89
2.8. Рентгенівський аналіз.....	90
3. Постседиментаційні зміни карбонатних порід і методика їх	

вивчення .....	98
Зміст.....	104
Список літератури.....	106
<b>Додаток.....</b>	<b>107</b>

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Авидон В. П.* Коэффициенты для минералогических и петрохимических пересчетов / В. П. Авидон. – М. : Недра, 1976. – 161 с.
2. *Брадис Б. М.* Четырехзначные таблицы / Б. М. Брадис. – М. : Дрофа, 2010. – 93 с.
3. *Вассоевич Н. Б.* Справочник по литологии / Н. Б. Вассоевич – М : Недра, 1983. – 509 с.
4. *Гринсмит Д. Т.* Петрология осадочных пород / Д. Т. Гринсмит. – М. : Мир, 1981. – 253 с.
5. *Ефремова С. В.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справ. пособие / С. В. Ефремова, К. Г. Стafeев. – М : Недра, 1985. – 512 с.
6. *Казанский Ю. П.* Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров. – Новосибирск : Наука, 1987. – 212 с.
7. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород с основами методики исследования : учеб. пособие / Н. В. Логвиненко. – М. : Высшая школа, 1984. – 414 с.
8. *Ломтадзе В. Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований : учеб. пособие / В. Д. Ломтадзе. – Л. : Недра, 1990. – 327 с.
9. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов / В. И. Михеев. – М. : Госгеотехиздат, 1957. – 869 с.
10. *Петтиджон Ф.* Пески и песчаник. Ч. 2. / Ф. Петтиджон, П. Поттер,

Р. Сивер. – М. : Мир, 1976. – 536 с.

11. Предовский А. А. Реконструкции условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия / А. А. Предовский. – Л. : Наука, 1980. – 152 с.
12. Преображенский И. А. Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений) / И. А. Преображенский, С. Г. Саркисян – М. : Гостоптехиздат, 1954. – 462 с.
13. Соболев Р. Н. / Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов / Р. Н. Соболев, В. И. Фельдман. – М. : Недра, 1984. – 224 с.
14. Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород. Том 1. / Н. М. Страхов. – М. : Госгеотехиздат, 1957. – 468 с.
15. Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород / В. Т. Фролов – М. : МГУ, 1964. – 310 с.
16. Фролов В. Т. Литология. Том 2 / В. Т. Фролов. – М. : МГУ им. Н. В. Ломоносова, 1992 – 335 с.
17. Хмелівський В. О. Петрографія осадових порід. Таблиці та рисунки до лабораторних робіт / В. О. Хмелівський, І. В. Побережська, О. В. Костюк, І. Г. Гнатів. – Львів. : ЛНУ, 2006. – 106 с.