

Piotr Czubla, Włodzimierz Mizerski
Ewa Świerczewska-Gładysz

Przewodnik do ćwiczeń z geologii

*Darii, Christophe
Mateuszowi i Olafowi
Książkę tę dedykujemy*

Biblioteka Uniwersytecka w Warszawie



1000426158



Wydawnictwo Naukowe PWN
Warszawa 2004

895940

Projekt okładki i stron tytułowych ANDRZEJ PRZYGODZKI

Zdjęcia na okładce MIROSŁAWA CZERNY, DIGITALVISION,
JERZY DZIK, PIOTR GAJEK

Redaktor KRYSTYNA WOJTAŁA

QE
26.3
CG4
2004

Tytuł dotowany przez Ministerstwo Edukacji Narodowej i Sportu

Copyright © by Wydawnictwo Naukowe PWN SA
Warszawa 2004

ISBN 83-01-14234-0

Wydawnictwo Naukowe PWN SA
00-251 Warszawa, ul. Miodowa 10
tel.: (0-22) 69-54-321
faks: (0-22) 69-54-031
e-mail: pwn@pwn.com.pl
www.pwn.pl

BUW-Eo- 0412449/120

Spis treści

Wstęp	9
1. Budowa, postać i właściwości chemiczne minerałów	11
PYTANIA KONTROLNE	20
ĆWICZENIE	20
2. Właściwości fizyczne minerałów	21
PYTANIA KONTROLNE	26
ĆWICZENIA	27
3. Makroskopowe oznaczanie minerałów	28
3.1. Kwarc i inne postacie krzemionki	29
3.1.1. Rozpoznawanie	30
3.2. Skalenie	32
3.2.1. Rozpoznawanie	32
3.3. Skaleniewce (także: skalenoidy lub foidy)	33
3.4. Miki (lyszczyki)	34
3.4.1. Rozpoznawanie	34
3.5. Amfibole i pirokseny	35
3.5.1. Rozpoznawanie	36
3.6. Oliwiny	37
3.6.1. Rozpoznawanie	37
3.7. Granaty	38
3.8. Turmaliny	38
3.9. Inne krzemiany i glinokrzemiany	39
3.10. Tlenki i wodorotlenki	40
3.11. Siarczki	42
3.12. Fosforany	43
3.13. Węglany	44
3.14. Siarczany	45
3.15. Halogenki	46
3.16. Pierwiastki rodzime	47
3.17. Minerale wtórne	47
PYTANIA KONTROLNE	47
ĆWICZENIA	48

4. Skąły magmowe

4.1. Skład mineralny skał magmowych	51
4.2. Budowa wewnętrzna skał magmowych	56
4.3. Facje skał magmowych	58
4.4. Klasyfikacja skał magmowych	59
4.4.1. Plutoniczne i wulkaniczne skały kwaśne	60
4.4.2. Plutoniczne i wulkaniczne skały obojętne	60
4.4.3. Skały żyłowe	62
4.5. Przegląd skał magmowych i miejsca ich występowania w Polsce	62
4.5.1. Skały kwaśne	63
4.5.2. Skały obojętne	63
4.5.3. Skały zasadowe	64
4.5.4. Skały skrajnie melanokratyczne	64
4.6. Makroskopowy opis skał magmowych	67
PYTANIA KONTROLNE	67
ĆWICZENIA	69

5. Skały osadowe

5.1. Skład mineralny skał osadowych	70
5.2. Skały okruchowe (detrytyczne lub klastyczne) i rezydualne	70
5.2.1. Budowa wewnętrzna skał okruchowych	77
5.2.2. Przegląd skał okruchowych i rezydualnych	77
5.2.2.1. Skały piroklastyczne	78
5.2.2.2. Psefity	78
5.2.2.3. Psamity	80
5.2.2.4. Aleuryty	81
5.2.2.5. Pelity i właściwe skały ilaste	83
5.2.3. Makroskopowy opis skał klastycznych	83
5.2.4. Skały rezydualne	84
5.3. Skały organogeniczne i chemogeniczne (chemiczne)	84
5.3.1. Skały węglanowe	84
5.3.1.1. Wapienie	88
5.3.1.2. Dolomity	88
5.3.1.3. Syderyty	89
5.3.2. Skały krzemionkowe (niedetrityczne)	90
5.3.3. Skały fosforanowe	90
5.3.4. Skały siarczanowe i solne (ewaporaty)	91
5.3.5. Kaustobiolity (organogeniczne skały palne)	94
PYTANIA KONTROLNE	94
ĆWICZENIA	95

6. Skały metamorficzne

6.1. Minerale skałotwórcze skał metamorficznych	95
6.2. Budowa wewnętrzna	96
6.3. Klasyfikacja skał metamorficznych	98
6.4. Strefy metamorfizmu	99
6.5. Przegląd ważniejszych skał metamorficznych	100
6.5.1. Skały metamorfizmu dyslokacyjnego (dynamometamorfizmu)	100
6.5.2. Skały zmetamorfizowane regionalnie	101
6.5.2.1. Skały epimetamorficzne (facji zieleńcowej i zeolitowej)	102
6.5.2.2. Skały mezometamorficzne (facji amfibolitowej i glaukofanowej)	102
6.5.2.3. Skały katametamorficzne (facji granulitowej i eklogitowej)	104

6.5.3. Skały kontaktowo-metamorficzne (facji hornfelsowej i sanidynowej)	104
6.5.4. Skały ultrametamorficzne	105
6.6. Makroskopowy opis skał metamorficznych	105
PYTANIA KONTROLNE	106
ĆWICZENIA	106

7. Stratygrafia

7.1. Względny wiek skał i procesów geologicznych	107
7.1.1. Biostratygrafia	107
7.1.1.1. Powstawanie skamieniałości	107
7.1.1.2. Znaczenie skamieniałości	110
7.1.1.3. Jednostki biostratygraficzne	113
7.1.1.4. Systematyka i nomenklatura paleontologiczna	114
7.1.2. Litostratygrafia	115
7.1.2.1. Jednostki litostratygraficzne	117
7.1.3. Metody diastroficzne ustalania względnego wieku skał i procesów geologicznych	117
7.2. Bezwzględny wiek skał	119
ĆWICZENIA	120

8. Przegląd systematyczny skamieniałości — bezkręgowce

8.1. Typ: Gąbki (Porifera)	124
8.2. Archeocyty (Archaeocyatha)	126
8.3. Stomatoporoidey (Stomatoporoidea)	127
8.4. Typ: Parzydełkowce (Cnidaria)	128
8.4.1. Gromada: Koralowce (Anthozoa)	129
8.5. Denkowce (Tabulata)	131
8.6. Typ: Ramienionogi (Brachiopoda)	132
8.7. Typ: Mszycioly (Bryozoa)	136
8.8. Typ: Pierścienice (Annelida)	137
8.9. Typ: Stawonogi (Arthropoda)	138
8.9.1. Gromada: Trylobity (Trilobita)	139
PYTANIA KONTROLNE	141
ĆWICZENIE	141
8.10. Typ: Mięczaki (Mollusca)	142
8.10.1. Gromada: Małże (Bivalvia)	143
8.10.2. Gromada: Ślimaki (Gastropoda)	145
8.10.3. Gromada: Głownogi (Cephalopoda)	147
8.10.3.1. Podgromada: Łodzikowate (Nautiloidea)	148
8.10.3.2. Podgromada: Amonitowate (Ammonoidea)	150
8.10.3.3. Podgromada: Pochewkowce (Coleoidea)	155
8.11. Typ: Półstrunowce (Hemichordata)	157
8.11.1. Gromada: Graptolity (Graptolithina)	158
8.12. Typ: Szkarłupnie (Echinodermata)	160
8.12.1. Gromada: Jeżowce (Echinoidea)	160
8.12.2. Gromada: Liliowce (Crinoidea)	163
PYTANIA KONTROLNE	165
ĆWICZENIE	165

9. Mikroskamieniałości

9.1. Królestwo: Protisty (Protista)	166
9.1.1. Typ: Korzenionóżki (Rhizopoda)	167
9.1.1.1. Gromada: Otwornice (Foraminifera)	167

9.1.2. Typ: Promienionózki (Actinopoda)	168
9.1.2.1. Gromada: Radiolarie, Promienice (Radiolaria)	168
9.1.3. Typ: Orzęski (Ciliata)	169
9.1.3.1. Nadrodzina: Kalpionellidy (Calpionellidae)	169
9.1.4. Typ: Złocienice (Chrysophyta)	169
9.1.4.1. Gromada: Okrzemki (Bacillariophyceae, Diatomeae)	169
9.1.4.2. Gromada: Kokolitowce (Coccolithophorales)	170
9.2. Królestwo: Zwierzęta (Animalia)	171
9.2.1. Typ: Stawonogi (Arthropoda)	171
9.2.1.1. Gromada: Malżoraczki (Ostracoda)	171
9.2.2. Typ: Strunowce (Chordata)	172
9.2.2.1. Gromada: Konodonty (Conodonta)	172
9.3. Królestwo: Rośliny (Plantae)	174
9.3.1. Pyłki i zarodniki	174
PYTANIA KONTROLNE	178
ĆWICZENIE	178
10. Skamieniałości roślinne	179
10.1. Królestwo: Rośliny (Plantae)	179
10.1.1. Glony (Algae)	180
10.1.2. Gromada: Rośliny telomowe, osiowe (Embryophyta)	180
10.1.2.1. Najstarsze rośliny lądowe	180
10.1.2.2. Paprotniki (Pteridophyta)	181
10.1.2.3. Rośliny nasienne (Spermatophyta)	186
PYTANIA KONTROLNE	195
ĆWICZENIE	195
11. Planisekcja	196
11.1. Bieg i upad granic (powierzchni) geologicznych	196
11.2. Struktury geologiczne na mapach planisekcyjnych	197
ĆWICZENIA	202
12. Intersekcja	206
12.1. Zależność przebiegu linii intersekcyjnych od ukształtowania terenu	206
12.1.1. Intersekcja w obszarze urzeźbionym o budowie płytowej	206
12.1.2. Intersekcja w obszarze urzeźbionym o warstwach (powierzchniach) nachylonych	207
12.2. Wyznaczanie linii intersekcyjnej na mapie	209
12.3. Wyznaczanie biegu i upadu powierzchni na podstawie linii intersekcyjnej	212
ĆWICZENIA	214
Literatura uzupełniająca	215
Indeks rzeczowy	217

Wstęp

Celem autorów przewodnika jest zaprezentowanie podstawowych zagadnień z dziedziny geologii, zwłaszcza geologii dynamicznej, historycznej i kartografii geologicznej, w formie przekazywanej na ćwiczeniach z geologii, będących praktycznym poszerzeniem wiadomości nabytych na wykładach z tego przedmiotu na wydziałach przyrodniczych uczelni wyższych, głównie wydziałach geograficznych. Przewodnik ma być uzupełnieniem podręczników *Geologia dynamiczna* (czwarte wydanie tego podręcznika w ciągu czterech lat świadczy o jego dużej przydatności) oraz *Geologia historyczna* i ma nauczyć samodzielnego rozwiązywania podstawowych problemów geologicznych. Autorami przewodnika są pracownicy naukowcy Katedry Geologii (Wydziału Nauk Geograficznych) Uniwersytetu Łódzkiego i Państwowego Instytutu Geologicznego.

Przewodnik podzielono na działy zgodnie z programem nauczania geologii w wyższych uczelniach na kierunkach geograficznym i ochrony środowiska, lecz będzie on na pewno również odpowiedni dla studentów geologii, biologii, archeologii, geofizyki i wszystkich, którzy niezależnie od zakresu studiów poszerzają swą wiedzę z geologii dynamicznej, historycznej, mineralogii, petrografii lub kartografii geologicznej.

Książkę podzielono na rozdziały, z których każdy stanowi odrębny dział geologii, a na końcu poszczególnych rozdziałów zamieszczono ćwiczenia. Nauczyciel akademicki, w zależności od potrzeb, będzie mógł wybrać odpowiednie zagadnienia i na ich podstawie realizować ćwiczenia z geologii dynamicznej, historycznej lub kartografii geologicznej. Wiadomo bowiem, że zakres nauczania geologii w różnych uczelniach na tych samych wydziałach jest różny. Każdy nauczyciel akademicki będzie też mógł użytkować przewodnik w zależności od rodzaju okazów geologicznych, którymi dysponuje.

W podręczniku tego rodzaju trudno o propozycje typowych ćwiczeń ze wszystkich zagadnień w nim prezentowanych. Rozpoznawanie minerałów polega przede wszystkim na znajomości ich cech diagnostycznych, skał — na znajomości ich składu, struktury i tekstury. Część przewodnika, która dotyczy skał i minerałów, jest więc poświęcona przede wszystkim prezentacji głównych ich cech rozpoznawczych.

Poznanie historii Ziemi wymaga znajomości skamieniałości. Autorzy zdają sobie jednak sprawę z tego, że w większości przypadków na ćwiczeniach dysponuje się tylko okazami makroskamieniałości, a możliwość oglądania ich pod mikroskopem jest nie-

wielka. Wiadomo, że wiele gatunków można rozpoznać tylko badając je pod mikroskopem. Jednak w przewodniku są przedstawione głównie ilustracje skamieniałości. Autorzy wyszli bowiem z założenia, że pierwsze informacje o wieku skał uzyskujemy przede wszystkim na podstawie obserwacji makroskopowych. Autorzy sądzą, że ilustracje zawarte w przewodniku pomogą właśnie w makroskopowym rozpoznawaniu skamieniałości, a dopiero powstałe wątpliwości trzeba będzie rozstrzygać innymi metodami.

Inaczej rzecz się ma z rozpoznawaniem struktur geologicznych. Tu już można polecić rozwiązywanie samodzielne ćwiczeń mających na celu wyrobienie u studentów wyobraźni przestrzennej. Tylko zdobywając odpowiednią praktykę można nauczyć się wyznaczania biegu i upadu powierzchni, osi struktur geologicznych i innych elementów tektoniki.

Przedstawiony studentom przewodnik jest niejednorodny pod względem formy przekazu i wiadomości. Ta niejednorodność jednak jest jak najbardziej zamierzona. Mamy nadzieję, że właśnie ona będzie dla studentów ułatwieniem w zrozumieniu trudnych niekiedy zagadnień dotyczących budowy i historii Ziemi.

Autorzy pragną podziękować Pani dr hab. Danucie Zdebskiej z Uniwersytetu Jagiellońskiego i Panu dr Krzysztofowi Nejbertowi z Uniwersytetu Warszawskiego za krytyczną weryfikację tekstu, a Pani mgr Zofii Balwierz z Uniwersytetu Łódzkiego za pomoc w gromadzeniu materiału ilustracyjnego.

Miłym obowiązkiem autorów jest również podziękowanie Pani redaktor Krystynie Wojtali za ogromny wkład pracy w redakcję podręcznika.

Książka ta nie mogłaby powstać, gdyby nie życzliwość naszych Najbliższych, którzy zgodzili się na chwilową zmianę ważności priorytetów. Bardzo im za to dziękujemy.

1

Budowa, postać i właściwości chemiczne minerałów

Podstawowym budulcem skał na Ziemi, a tym samym całej skorupy ziemskiej, są **minerały**. **Minerał** najczęściej definiuje się jako pierwiastek lub związek chemiczny powstały w sposób naturalny i pozostający w normalnych warunkach (temperatura 20°C i ciśnienie 1013 hPa) w stałym stanie skupienia, mający budowę krystaliczną. Oznacza to, że minerał ma ściśle określony skład chemiczny. Jego powstanie wynika z naturalnych procesów przebiegających na powierzchni Ziemi lub w jej głębi. Z grona minerałów wyklucza się na ogół krystaliczne substancje mineralne budowane przez organizmy zwierząt i roślin. Niedopuszczalne jest, z geologicznego punktu widzenia, zaliczanie do minerałów różnego rodzaju substancji syntetycznych wykorzystywanych we współczesnej gospodarce, jak syntetycznego diamentu, cyrkonii (ZrO_2) lub kwarcu stosowanego w elektronice.

Niektóre występujące w przyrodzie substancje, zaliczane tradycyjnie do minerałów, nie spełniają wszystkich warunków ich definicji. Należy do nich m.in. rtęć rodzima, która w normalnych warunkach jest cieczą i z oczywistych względów nie może mieć krystalicznej budowy. Opal, będący ciałem stałym, również nie ma budowy krystalicznej. Takie substancje są zaliczane do **mineraloidów**.

Tylko nieliczne spośród olbrzymiej liczby (ok. 4000) znanych obecnie minerałów odgrywają znaczącą rolę w budowie skorupy ziemskiej (tab. 1). Określa się je jako **minerały skałotwórcze**. Do grupy tej należy, w zależności od przyjętego kryterium, od kilkudziesięciu do ok. 100 minerałów. Niektóre z nich, jak kwarc, skalenie potasowe i granaty, mogą występować w różnych typach genetycznych skał. Inne są charakterystyczne dla określonego typu skały, a w niektórych typach skał bądź nie występują w ogóle, bądź pojawiają się tylko w ściśle określonych, wyjątkowych warunkach.

Wśród minerałów nie mających znaczenia skałotwórczego istotną rolę odgrywają **minerały złożowe** (np. galena, sfaleryt, chalkopiryt, malachit), będące źródłem wielu surowców wykorzystywanych w gospodarce. Jednak liczne minerały skałotwórcze także mają znaczenie surowcowe, jak kwarc, skalenie, magnetyt i hematyt.

Systematyka minerałów opiera się zasadniczo na składzie chemicznym (tab. 2). Jako dodatkowe kryterium wykorzystywana bywa budowa krystaliczna. Zgodnie z systemem zaproponowanym przez Hugona Strunza wyróżnia się dziewięć klas minerałów —

Tabela 1. Udział ważniejszych grup minerałów w budowie skorupy ziemskiej (wg P. Ramdohra i H. Strunza, 1967, uzupełnione)

Minerały	Udział w budowie skorupy ziemskiej w %
Skalenie	57,9
w tym: plagioklasy	40,2
skalenie potasowe	17,7
Pirokseny	12,0
Oliwiny	2,6
Amfibole	1,7
Kwarc	12,6
Lyszczyki	3,6
Minerały ilaste	1,1
Magnetyt i hematyt	3,5
Kalcyt	1,5
Apatyt	0,6
Pozostałe	2,9

Tabela 2. Systematyka minerałów

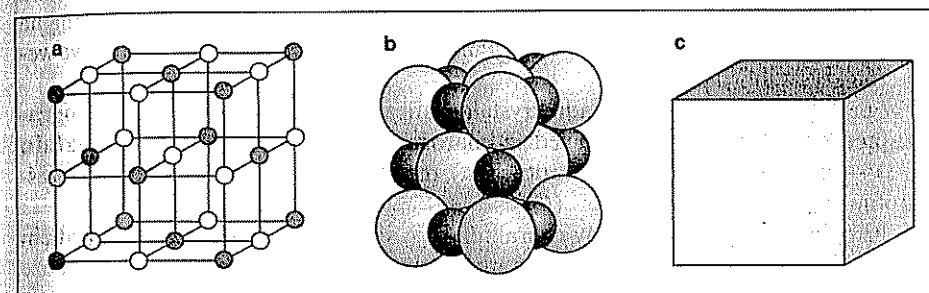
Klasa	Przykładowe minerały
1. Pierwiastki rodzime	złoto rodzime, antymon rodzima, siarka rodzima, platyna rodzima, żelazo rodzime, diament, grafit
2. Siarczki i pokrewne (selenki, tellurki, arsenki...)	galenit, sfaleryt, piryt, chalkopiryt, antymonit, cynober, nikielin, arsenopiryt, kobaltyn, realgar
3. Halogenki	halit, sylwin, karnalit, kryolit, fluoryt
4. Tlenki i wodorotlenki	goethyt, chromit, magnetyt, korund, hematyt, kwarc, kupryt, ilmenit, kasyteryt, wolframit, rutyl
5. Węglany, azotany i borany	kalcyt, aragonit, dolomit, syderyt, magnezyt, malachit, azuryt, cerusyt, boraks
6. Siarczany, molibdeniany, chromiany, wolframiany	gips, anhydryt, baryt, celestyn, anglezyt, krokoit, wulfenit, szelit
7. Fosforany, arseniany, wanadany	apatyt, turkus, monacyt, wanadynit, wiwianit, waryscyt
8. Krzemiany (i glinokrzemiany)	oliwiny, granaty, cyrkon, dysten, topaz, beryl, skaleniowce, turmaliny, zeolity, pirokseny, amfibole, talk, biotyt, skalenie
9. Związki organiczne	humboldtyn, weddelit, ewenkit

od najprostszych pod względem chemicznym pierwiastków rodzimych po najbardziej złożone krzemiany oraz związki organiczne.

Największe znaczenie skałotwórcze mają krzemiany i glinokrzemiany, na które przypada łącznie ponad 80% objętości skorupy ziemskiej. Mają one bardzo złożony skład chemiczny, ze względu na możliwość wzajemnego zastępowania się jonów w sieci krystalicznej.

W warunkach terenowych rozpoznawanie minerałów metodami chemicznymi jest bardzo utrudnione, ponieważ wymaga to zastosowania specjalnych przyrządów, odczynników i wyeliminowania oddziaływania otoczenia, które może niekorzystnie wpłynąć na wynik analizy (np. pochodzące z powietrza zanieczyszczenia). Jediną powszechnie stosowaną metodą chemiczną jest identyfikacja węglanów przy użyciu słabego (5-10%) wodnego roztworu kwasu chlorowodorowego (solnego). Można w tym celu wykorzystać również inne kwasy, mocniejsze od węglowego, np. azotowy lub siarkowy, ale wymaga to zachowania szczególnej ostrożności. Niektóre węglany rozkładają się pod wpływem kwasu, uwalniając duże ilości CO_2 , który powoduje intensywne spienienie się roztworu (tzw. burzenie). Można wykorzystać również roztwór alizaryny, który w zetknięciu z dolomitem zabarwia się na kolor pomarańczowoczerwony.

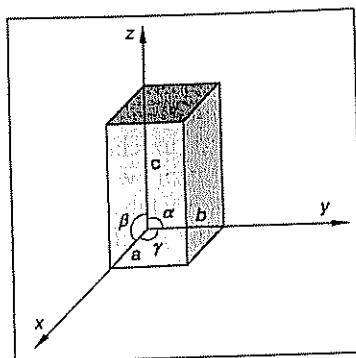
Minerały mają **uporządkowaną budowę wewnętrzną**, czyli wszystkie ich elementy składowe, tj. atomy lub jony, są rozmieszczone w ściśle określony sposób, tworząc sieć przestrzenną (krystaliczną). Tak zbudowane ciała nazywa się **kryształami** (ryc. 1). Pojedyncze kryształy nie tworzą nigdy kątów wklęsłych. Kąty pomiędzy analogicznymi ścianami kryształów danego minerału są zawsze jednakowe — we wszystkich kryształach tego minerału. Krystalizacja może następować w różnych warunkach, ale najczęściej odbywa się w stygającym stopie krzemianowym lub z roztworu nasyconego.



Ryc. 1. Budowa kryształu halitu: a — sieć przestrzenna, b — model kulowy sieci, c — kryształ halitu; jasne kulki oznaczają aniony chloru, a ciemne kationy sodu

Z uporządkowanej budowy wewnętrznej wynikają ogólne właściwości minerałów (wykazują je również wszystkie inne ciała krystaliczne):

- **jednorodność chemiczna** (ten sam skład chemiczny w każdej części kryształu),
- **izotropowość (jednorodność) fizyczna** (jednakowe w całym kryształcie wartości fizyczne skalarne, tj. gęstość, ciepło i temperatura topnienia, ...),
- możliwość występowania **prawidłowej postaci zewnętrznej** (tylko w przypadku swobodnego wzrostu kryształu, np. w pustej szczelinie skalnej, lub utworzenia się jako pierwszego w półpłynnym stopie magmowym),
- **anizotropowość** właściwości fizycznych wektorowych (zróżnicowanie m.in. rozszerzalności cieplnej, twardości, łupliwości, kąta załamania światła i innych właściwości optycznych w zależności od kierunku w kryształcie).



Ryc. 2. Parametry komórki elementarnej, wpisanej w trójosiowy układ współrzędnych
 a, b, c — odcinki tożsamości; α, β, γ — kąty pomiędzy osiami układu

Kryształy o najwyższym stopniu uporządkowania sieci przestrzennej (układ regularny) nie wykazują anizotropowości cech wektorowych.

Najmniejszym powtarzalnym elementem sieci krystalicznej mineralu jest **komórka elementarna** (ryc. 2). Jej kształt stanowi podstawę do wyróżnienia 32 klas symetrii i 7 **układów krystalograficznych**. Matematyczny opis kształtu komórki elementarnej wymaga wpisania jej w trójosiowy układ współrzędnych. Kąty pomiędzy osiami układu (α, β, γ) i stosunki pomiędzy odcinkami wyznaczonymi przez komórkę elementarną na poszczególnych osiach (a, b, c) pozwalają jednoznacznie scharakteryzować budowę wewnętrzną kryształu (tab. 3).

W praktyce identyfikację układu krystalograficznego umożliwiają **elementy ograniczające kryształ**, tj. ściany, krawędzie i naroża oraz **elementy symetrii kryształu** (ryc. 3) — płaszczyzny (P), osie dwukrotne (L_2), trzykrotne (L_3), czterokrotne (L_4) i sześciokrotne (L_6) oraz środek symetrii (C).

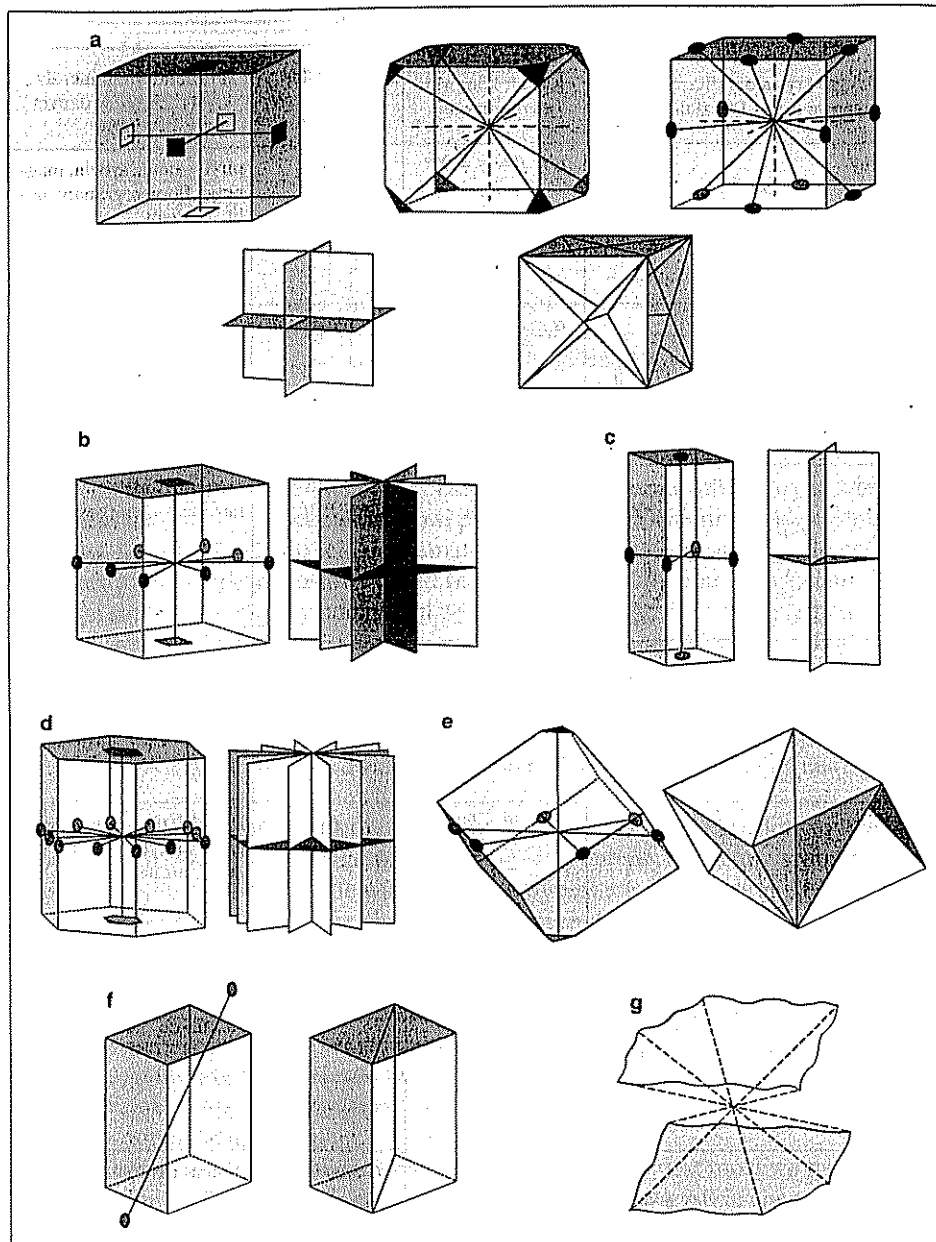
Każdy układ krystalograficzny charakteryzuje się nie tylko określonym kształtem komórki elementarnej, ale także pewną minimalną liczbą elementów symetrii (może być ich w rzeczywistym kryształcie więcej, aniżeli wynosi minimum, ale nigdy mniej).

Każdy minerał występuje w charakterystycznych dla siebie **postaciach krystalograficznych** lub kombinacjach postaci wynikających z budowy sieci krystalicznej — może ich być po kilka, a nawet kilkanaście dla tego samego mineralu. Halit i piryt mogą krystalizować w postaci sześcianu, magnetyt w postaci ośmiościanu, granaty zaś w postaci dwunastościanu rombowego lub dwudziestoczterościanu deltoidowego. Zdecydowanie częściej minerały skałotwórcze tworzą jednak postaci złożone, czyli tzw. kombinacje postaci, jak kwarc α o kryształach będących kombinacją słupa heksagonalnego i podwójnej piramidy heksagonalnej.

Prawidłowe zidentyfikowanie postaci krystalograficznej jest możliwe tylko w przypadku idealnie wykształconych kryształów, czyli mających wszystkie charakterystyczne dla nich elementy (ściany, naroża, krawędzie), a te należą do rzadkości. Takie kryształy mogą tworzyć się tylko wtedy, kiedy kryształ narasta swobodnie we wszystkich kierunkach. Dzieje się tak podczas wczesnej krystalizacji minerałów z półpłynnej magmy. Dobrze wykształcone kryształy może budować także gips, narastający w miękkiej, plastycznej glinie lub w luźnych osadach piaszczystych. Znacznie pospolitsze są kryształy narosłe, powstające na ścianach poróżni, szczelin, pęcherzy gazowych, przystosowujące się

Tabela 3. Układy krystalograficzne

Układ krystalograficzny i typowe formy kryształów	Kształt komórki elementarnej	Minimalna liczba elemen- tów symetrii	Przykładowe minerały krystalizujące w danym układzie
Regularny   	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b = c$	$4L_3 3L_2$	piryt, galena, sylwin, magnetyt, fluoryt, granaty, halit, diament
Tetragonalny   	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a = b \neq c$	L_4	chalkopiryt, cyrkon, kasyteryt
Rombowy   	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ $a \neq b \neq c$	$3L_2$ albo $2P$ albo $3P 3L_2 C$	aragonit, baryt, oliwin, topaz, siarka, markasyt
Heksagonalny   	$\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$ $a = b \neq c$	L_6	kwarc α , beryl (np. szmaragd), apatyt, nefelin
Trygonalny   	$\alpha = \beta = 90^\circ$, $\gamma = 120^\circ$ $a = b \neq c$	L_3	kwarc β (np. morion, ametyst), kalcyt, dolomit, syderyt, turmalin
Jednoskośny   	$\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta > 90^\circ$ $a \neq b \neq c$	P albo L_2 albo $P L_2 C$	ortoklaz, biotyt, muskowit, gips, niektóre pirokseny i amfibole
Trójskośny   	$\alpha \neq \beta \neq \gamma$ $a \neq b \neq c$	C albo brak	dysten, mikroklin, plagioklasy

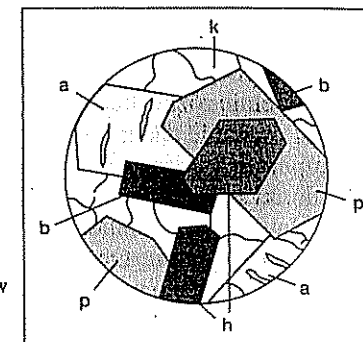


Ryc. 3. Elementy symetrii w poszczególnych układach krystalograficznych (wg G. Gormaza i J. Casanovasa, zmienione)

a — układ regularny, b — układ tetragonalny, c — układ rombowy, d — układ heksagonalny, e — układ trygonalny, f — układ jednoskośny, g — układ trójskośny. Kwadraty oznaczają osie czterokrotne, trójkąty — osie trzykrotne, sześciokąty — osie sześciokrotne i elipsy — osie dwukrotne

podstawą do podłoża i kryształy wrosłe, otoczone ze wszystkich stron innymi kryształami, o kształcie uwarunkowanym wielkością i formą wolnej przestrzeni, w której narastał kryształ.

Podobieństwo rzeczywistego kryształu do idealnej postaci, w jakiej dany minerał krystalizuje, jest określane jako **stopień automorfizmu**. Zależy on od kolejności krystalizacji — im wcześniej (w stosunku do innych mineralów w skale) krystalizuje dany minerał, tym lepiej są wykształcone jego kryształy (ryc. 4). Ziarna o kształcie odpowiadającym idealnej postaci krystalograficznej nazywa się **automorficznymi**, czyli własnokształtnymi. Ziarna **kseomorfiniczne** (obcokształtne) mają formę uwarunkowaną wymiarami i kształtem wolnej przestrzeni, w której dane ziarno narastało. Nie można w nim wyróżnić żadnych prawidłowych ścian, krawędzi ani naroży. Pośrednią pozycję zajmują ziarna **hipautomorficzne**, tj. częściowo własnokształtne, w których jest zachowane dość znaczące podobieństwo do postaci idealnej. Stopień automorfizmu jest zazwyczaj zaliczany do cech strukturalnych (budowy wewnętrznej), ale ze względu na odmienny sposób określania, tzn. niezależnie dla każdego mineralu, powinien być traktowany jako typowa cecha morfologiczna.



Ryc. 4. Auto-, hipauto- i kseomorfiniczne wykształcenie składników w skale (wg A. Majerowicza i B. Wierchołowskiego)

a — skalenie alkaliczne, b — biotyt, h — hornblenda, k — kwarc, p — plagioklasy

Tabela 4. Pokroje mineralów

Pokrój	Wymiary	Przykładowe minerały	
Izometryczny	$a \approx b \approx c$	m.in. wszystkie kryształy układu regularnego	
Tabliczkowy	$a \neq b \neq c \neq a$	skalenie	
Płytkowy	$a = b > c$	miki	pokrój płytkowy przyjmują zwykle kryształy układu jednoskośnego i trójskośnego
blaszkowy	$a = b >>> c$	miki	
Listewkowy	$a >>> b > c$	plagioklasy (rzadko, zwykle mają pokrój tabliczkowy)	
Słupkowy	$a = b < c$	kwarc, turmaliny, amfibole	pokrój słupkowy przyjmują zwykle kryształy układu jednoskośnego, rombowego, trygonalnego i heksagonalnego
pręcikowy	$a \approx b << c$	antymonit	
igielkowy	$a = b <<< c$	epidot	
włóknisty	$a = b <<<< c$	chryzotyl	

W kryształach wrosłych można tylko określić ogólny zarys kształtu, czyli **pokrój minerału** (tab. 4). Pokrój bywa czytelny nawet wtedy, kiedy kryształ tkwiący w skale nie ma żadnych identyfikowalnych elementów symetrii ani elementów ograniczających. Pokrój można najprościej wyrazić stosunkiem pomiędzy wymiarami ziarna w trzech, wzajemnie prostopadłych kierunkach (*a, b, c*).

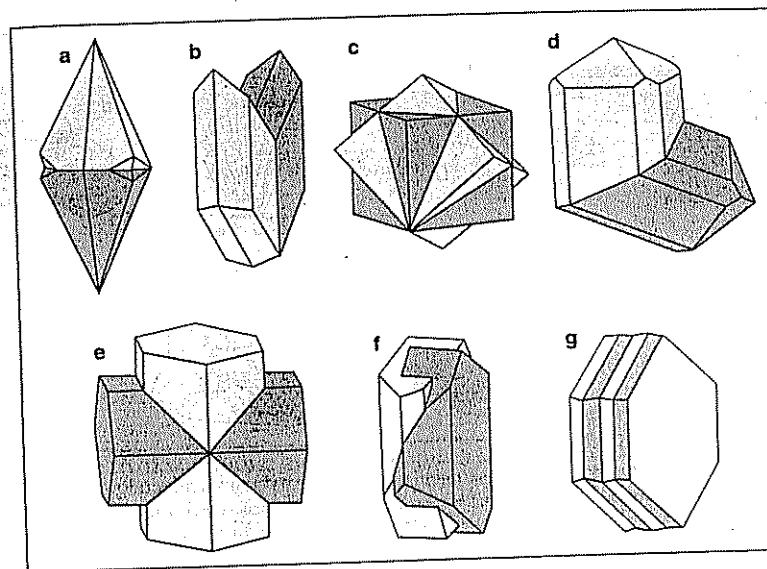
Identyfikację pokroju najlepiej przeprowadzić na podstawie ziaren położonych w narożach lub krawędziach analizowanej próbki, ponieważ istnieje wtedy możliwość oceny kształtu w dwóch lub trzech kierunkach. Nawet zupełnie płaska powierzchnia próbki dostarcza informacji o pokroju budujących ją minerałów. Wystarczy przeanalizować kształt przekrojów ziaren. Ziarna o pokroju blaszkowym będą widoczne w postaci przekrojów o kształcie kreseczki bądź nieregularnej plamki. Ziarna izometryczne będą zwykle tworzyły przekroje w postaci niezbyt wydłużonych prostokątów, trójkątów lub innych figur o zarysie zbliżonym do okręgu. Pokrój słupkowy można rozpoznać po dwóch rodzajach przekrojów: wydłużonych paskach lub trójkątach, jeśli minerał jest przecięty wzdłuż dłuższej osi, albo po niewielkich plamkach, jeśli minerał jest przecięty poprzecznie w stosunku do wydłużenia. W analizie pokroju nie wolno oprzeć się na jednym ziarnie, lecz należy przeanalizować możliwie jak najwięcej osobników danego minerału.

Niejednokrotnie zdarza się, że ta sama substancja chemiczna może tworzyć kryształy o zupełnie różnej budowie wewnętrznej. Zjawisko to określa się mianem **polimorfizmu**. Powstanie takiej, a nie innej odmiany polimorficznej jest uzależnione najczęściej od temperatury i ciśnienia podczas krystalizacji. Typowymi odmianami polimorficznymi krzemionki są kwarc α , kwarc β , trydymit i krystobalit; odmianami węgla wapnia są trygonalny kalcyt i rombowy aragonit, węgla w postaci rodzimej: regularny diament i heksagonalny grafit. Obecność określonych odmian polimorficznych może stanowić przesłankę pomocną w określeniu warunków, w jakich krystalizowała dana skala.

Przemiana danej odmiany polimorficznej w inną i produkt takiej przemiany noszą nazwę **paramorfozy**. Paramorfoza, np. kwarcu β po kwarcu α , jaka zachodzi wraz z ostygnięciem skały zawierającej kwarc poniżej granicznej temperatury 573°C, powoduje zmianę budowy krystalicznej z heksagonalnej na trygonalną, przy zachowaniu pierwotnej postaci zewnętrznej i składu chemicznego minerału. Zdarza się również, że w miejscu zajmowanym pierwotnie przez kryształ jednego minerału powstanie drugi, zupełnie inny minerał. Takie zjawisko to **pseudomorfoza**. Często spotyka się pseudomorfozy goethytu po pirycie, w których goethyt występuje w nietypowej dla niego sześcienniej postaci, odziedziczonej po mineralu pierwotnym. W tym konkretnym przypadku pseudomorfoza jest spowodowana postępującym wietrzeniem chemicznym pirytu, którego produktem jest m.in. właśnie goethyt.

Kryształy mogą występować jako osobniki pojedyncze lub wielokrotne (zbliźnięcia i zrosty). Osobniki wielokrotne są stosunkowo łatwe do identyfikacji, ponieważ w prawidłowo wykształconych pojedynczych kryształach występują wyłącznie kąty wypukłe, podczas gdy w zbliźnieniach i zrostach pojawiają się również kąty wklęsłe.

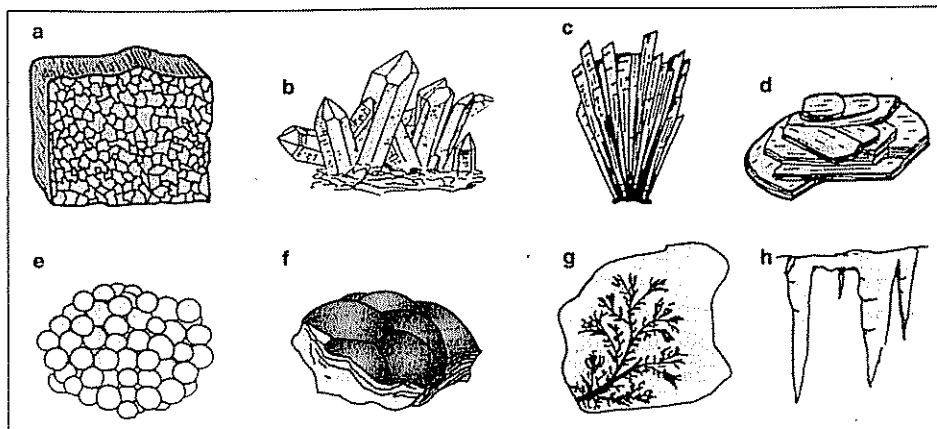
W **zbliźnieniach** poszczególne kryształy są połączone zgodnie z kierunkiem krystalograficznym, natomiast **zrosty** zachodzą w zupełnie przypadkowym kierunku — niezależnie od budowy sieci krystalicznej. W zrostach często występują ziarna różnych minerałów, podczas gdy bliźniaki zawsze są zbudowane z dwóch lub więcej kryształów



Ryc. 5. Charakterystyczne zbliźnienia
a — kalcytu, b — gipsu, c — fluorytu, d — rutylu, e — staurolitu, f — ortoklazu, g — plagioklazu

tego samego minerału. Wyróżnia się bliźniaki podwójne i wielokrotne (np. skalenie, markasyt), określane też jako polisintetyczne. Bliźniaki tworzą często skalenie, gips, rutyl, piryt i wiele innych minerałów (ryc. 5).

Zrosty wielu ziaren tego samego, a niekiedy także różnych minerałów, mogą przybierać odmienne, charakterystyczne formy, znane jako **skupienia minerałów**. Wyróżnia się co najmniej kilkanaście typów skupień. Do pospolitszych należą szczotki krystaliczne, tworzone przez wiele kryształów narastających w przybliżeniu równolegle, np. na ścianach szczeliny skalnej. Bardzo podobne bywają druzy, powstające w efekcie narastania minerałów w nieregularnej pustce wewnątrz skały. Jeżeli wypełniana przez kryształy pustka ma obły kształt, nazywana jest geodą. Kryształy narosłe, budujące szczotki krystaliczne, geody i druzy często bywają bardzo dobrze wykształcone. W wąskich szczelinach skalnych, którymi migrują roztwory wodne różnych związków, mogą tworzyć się dendryty, tzn. gałązkowato narastające kryształy lub skupienia bezpostaciowych tlenków manganu. Dendryty ludzko przypominają liście paproci lub plechy glonów i przez osoby niedoświadczone bywają błędnie uznawane za poskameniałości. Wytrącanie minerałów z roztworów wodnych może skutkować powstawaniem skupień naciekowych, do których zalicza się: stalaktyty, stalagmity, stalagnaty, skupienia groniaste i nerkowate. Liczne minerały występują w postaci charakterystycznych skupień ziarnistych: słupkowych, pręcikowych, igielkowych, włóknistych, tabliczkowych, blaszkowych, promienistych, ziemistych i innych (ryc. 6). Forma skupienia może być w takich przypadkach pomocna w rozpoznaniu minerału, nawet jeśli tworzy on bardzo małe ziarna.



Ryc. 6. Charakterystyczne skupienia krystaliczne wybranych minerałów

a — ziarniste, np. kwarcu w kwarcycie, b — szczotka kryształów kwarcu, c — pręcikowe, promieniste epidotu lub turmalinu, d — blaszkowe muskowitu lub biotytu, e — oolitowe aragonitu, f — nerkowate malachitu lub goethytu, g — dendrytyczne związków manganu (psylomelanu) lub żelaza, h — naciekowe kalcytu (stalaktyty)

PYTANIA KONTROLNE

1. Czym różni się minerały od mineraloidów?
2. Czy kamienie nerkowe są minerałami? Odpowiedź uzasadnij.
3. Wymień warunki, jakie musi spełnić substancja, aby mogła być zaliczana do minerałów.
4. Na czym polega różnica pomiędzy zbliżnieniami i zrostami?
5. W jaki sposób można przypisać kryształ do konkretnego układu krystalograficznego?

ĆWICZENIE

1. Które spośród wymienionych substancji zaliczysz do minerałów: samorodek złota, porcelana, kauczuk naturalny, kryształ diamentu, związek chemiczny rozpuszczony w wodzie mineralnej, beton, saletra amonowa (nawóz), sól kuchenna, szkło kryształowe, muszla ślimaka, tabletki witaminy C, smoła, róża pustyni, stal narzędziowa, węgiel drzewny, stearyna, żelazo, ziarno piasku morskiego, bomba wulkaniczna, ruda cynku. Uzasadnij swój wybór.

2

Właściwości fizyczne minerałów

Makroskopowe rozpoznawanie minerałów opiera się prawie wyłącznie na ich właściwościach fizycznych, które można zidentyfikować przy użyciu najprostszych przyrządów dostępnych w terenie. Wstępna analiza minerałów dotyczy ich **właściwości optycznych**. Zróżnicowanie cech optycznych minerałów i mineraloidów wynika z ich różnej budowy wewnętrznej i składu chemicznego. Budowa krystaliczna decyduje o kącie załamania światła, pochłanianiu lub odbijaniu jakiejś części widma, a tym samym o barwie i zabarwieniu minerałów, ich przezroczystości, połysku i innych właściwościach.

Barwa jest cechą charakterystyczną minerału i niezależną od miejsca jego pochodzenia. Minerały mające barwę są określane jako **idiochromatyczne** (barwne), np. czarny grafit, mosiężny piryt, zielony malachit, niebieski azuryt, żółta siarka rodzima, złote złoto rodzime. Minerały bezbarwne (**achromatyczne**) nie mają żadnego charakterystycznego koloru. Minerały takie mogą być zupełnie bezbarwne i przezroczyste, jeżeli są zbudowane prawidłowo i nie mają domieszek. Zwykle jednak zawierają one różne domieszki, nadające im jakiś kolor. Określane są wówczas jako **minerały zabarwione**, czyli **alochromatyczne**, np. kwarc i korund.

Na barwę i zabarwienie minerałów wpływa zdolność pochłaniania różnych fragmentów widma światła białego. Minerały czerwone charakteryzują się pochłanianiem krótszych fal widma i przechodzeniem tylko najdłuższych, tj. czerwonych. Minerały nieprzezroczyste (metaliczne i półmetaliczne) zawdzięczają barwę światłu odbijanemu przez ich powierzchnię. **Alochromatyczność** jest spowodowana obecnością różnych zanieczyszczeń, inkluzji mineralnych i gazowych, defektów w sieci krystalicznej, pęknięć, śladowych ilości różnych pierwiastków, działaniem radioaktywności.

Niektóre zabarwione minerały anizotropowe wykazują **pleochroizm**, tzn. mają różny kolor w zależności od kierunku, w jakim przechodzą przez nie promienie światła. Można dostrzec tę cechę, oglądając minerał z różnych stron. Kordieryt w zależności od kierunku widzenia będzie postrzegany jako niebieski lub żółty, beryl zaś jako niebieski lub zielononiebieski.

Barwę lub zabarwienie należy zawsze sprawdzać na świeżym przełamie i w rozproszonym świetle dziennym. Unikać należy powierzchni zwietrzałych (z wyjątkiem opisu barw naleciałych) oraz bezpośredniego światła słonecznego i monochromatycznego światła sztucznego.

Odróżnienie minerałów barwnych od zabarwionych jest możliwe na podstawie rysy. Rysa jest to barwa sproszkowanego minerału. Minerale zabarwione, podobnie jak białe i bezbarwne, mają zawsze rysę białą lub jasnoszarą, natomiast minerale barwne mają rysę barwną, zgodną z barwą minerału (malachit, azuryt, siarka rodzima, magnetyt) lub odmienną (złotawy chalkopiryt ma rysę zielonkawoczną, mosiężnozłoty piryt czarną, brunatny do czarnego hematyt wiśniową). Rysę najwygodniej jest badać na płytce białej, niepolerowanej porcelany. Użycie porcelany ma sens jedynie dla minerałów o twardości poniżej 6, ponieważ twardsze minerale zarysują tylko porcelanę. W takim przypadku należy posłużyć się narzędziem zbrojonym syntetycznymi diamentami lub korundem, np. „diamentowym” pilnikiem lub wiertłem diamentowym i zdrapać odrobinę analizowanego minerału na kartkę białego papieru. W razie braku porcelanowej płytki tę samą procedurę, ale z użyciem kawałka kwarcu lub zwykłej stalowej igły, można zastosować także do badania bardziej miękkich minerałów. Badanie rysy minerałów białych i bezbarwnych mija się z celem, ponieważ będzie ona zawsze biała.

Minerale bezbarwne są w zasadzie przezroczyste, ale drobne próżnie, banieczki gazu, spękania powodują zmętnienie i zanik przezroczystości — w efekcie kryształy przyjmują biały kolor. Minerale zabarwione również mogą być idealnie przezroczyste, ale wraz z intensywnością zabarwienia i grubością kryształu przezroczystość maleje. Ze względu na **przezroczystość** wyróżnia się minerale:

- **przezroczyste** (kryształ górski, gips, halit, topaz); możliwe jest odczytanie pisma przez kryształ lub niezbyt gruby odłamek minerału;
- **półprzezroczyste** (chalcedon, opal); przez cienką płytkę można rozpoznać zarysy przedmiotów;
- **przeświecające** (skalenie); przez cienką płytkę przechodzi światło, ale nie można rozpoznać zarysów przedmiotów;
- **nieprzezroczyste** (piryt, magnetyt); światło nie przechodzi nawet przez cienkie płytki. Minerale nieprzezroczyste mają zwykle połysk metaliczny lub są matowe.

Bardzo ważną rolę w rozpoznawaniu minerałów odgrywa połysk. **Połysk** jest właściwością powierzchni minerału związaną ze sposobem odbijania światła. Cecha ta może być różna w zależności od rodzaju powierzchni, np. inaczej mogą odbijać światło ściany kryształu, inaczej powierzchnie łupliwości lub powierzchnie przełamu. Wydziela się następujące typy połysku:

- **szklisty (zwykajny)** — kwarc (ściany), skalenie, oliwiny, kalcyt, dolomit, halit, granaty;
- **tłusty** (bywa również określany jako woskowy) — powierzchnia przełamu kwarcu i siarki rodzimej, bursztyn;
- **perłowy** — talk, niekiedy miki (serycyt) i inne minerale o blaszkowej budowie;
- **jedwabisty** — chryzotyl, gips włóknisty i inne minerale o włóknistym pokroju;
- **żywiczny** — minerale o wysokich współczynnikach załamania światła i żółtej barwie, np. siarka rodzima;

- **metaliczny** — pirit, galena, chalkopiryt, miedź rodzima, markasyt, magnetyt oraz inne siarczki, siarkosole i metale rodzime;
- **półmetaliczny** — grafit (minerale o połysku półmetalicznym mają najczęściej rysę intensywnie barwną, ale zdecydowanie jaśniejszą od minerałów o połysku metalicznym);
- **diamentowy** — cynober, sfaleryt, cyrkon, diament;
- **matowy** (brak połysku) — minerale ilaste, np. kaolinit.

Wraz z wietrzeniem intensywność połysku maleje aż do zupełnego zaniku. W związku z tym połysk należy określać na możliwie jak najświeższej powierzchni, a ponadto należy zaznaczyć dla jakiej powierzchni kryształu zostało przeprowadzone badanie (czy jest to powierzchnia łupliwości, przełamu, czy ściana kryształu).

Minerale anizotropowe rozszczepiają wiązkę światła na dwie składowe (wynikające z podwójnego kąta załamania światła), tzw. promień zwyczajny i nadzwyczajny — **dwójłomność**. Przejawem dwójłomności jest „podwójne” widzenie przedmiotu przez płytkę minerału — najwyraźniejsze u kalcytu, ponieważ różnica pomiędzy obydwoimi kątami załamania światła jest u niego szczególnie duża. Dwójłomność występuje we wszystkich minerałach przejrzystych, oprócz krystalizujących w układzie regularnym (izotropowych).

W przypadku nielicznych minerałów można wykorzystać inne specyficzne cechy optyczne. Należy do nich **opalizacja** (tęczowa gra kolorów występująca m.in. u opalu) oraz **iryzacja** (różnobarwne odbłaski pojawiające się na ścianach i płaszczyznach łupliwości niektórych plagioklazów, spowodowane występowaniem bardzo drobnych wrostków).

Wiele minerałów można jednoznacznie zidentyfikować na podstawie właściwości mechanicznych. Należy do nich **twardość**, definiowana jako odporność minerału na zarysowanie. Twardość można oznaczyć stosunkowo dokładnie za pomocą odpowiednich przyrządów — sklerometrów. W praktyce geologicznej badanie twardości przeprowadza się najczęściej w sposób uproszczony przez porównanie z minerałami wzorcowymi zestawionymi w dziesięciostopniowej skali (tab. 5), opracowanej w 1812 r. przez Friedricha Mohsa (1773-1839). Skala Mohsa ma charakter względny. Różnice twardości pomiędzy kolejnymi minerałami skali nie są jednakowe, więc twardości pośrednie określa się z dokładnością tylko do pół stopnia, tzn. że wszystkim minerałom o twardości pomiędzy np. 3 i 4 przypisujemy twardość 3,5.

Twardość jest cechą charakterystyczną każdego minerału, ale bywa uzależniona od kierunku, stopnia zwietrzenia i ewentualnie budowy pasowej w kryształach mieszanych. Różnice uwarunkowane kierunkiem lub budową pasową są na ogół tak małe, że nie zaznaczają się przy użyciu skali Mohsa, gdyż mieszczą się w przedziale jednego stopnia tej skali. Wyjątek stanowi dysten, którego twardość w zależności od kierunku waha się w granicach od 4 do 7. Na skutek wietrzenia twardość minerałów obniża się.

Pomiar twardości polega na wykonaniu na płaskiej i możliwie najmniej zwietrzałej powierzchni badanego minerału rysy ostrym końcem (narożem) minerału wzorcowego ze skali Mohsa lub odpowiednim narzędziem. Badanie powtarzamy za pomocą minerałów i narzędzi o różnej twardości. Oznaczanie twardości skupień ziemistych minerałów, agregatów blaszkowych, igielkowych, włóknistych i drobnoziarnistych mija się z celem, ponieważ otrzymany wynik będzie prawie zawsze niższy od ich rzeczywistej

Tabela 5. Skala twardości minerałów Mohsa (twardość bezwzględna wg Vickersa)

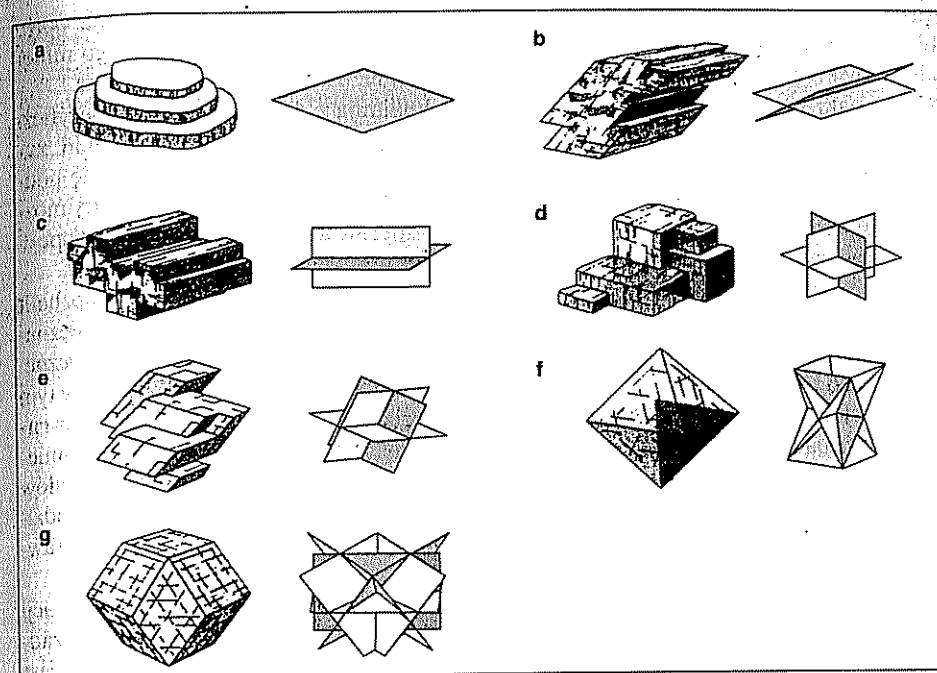
Stopień Mohsa	Mineral wzorcowy	Wzór chemiczny	Twardość bezwzględna	Substancje zastępcze	Twardość
1	talk	$Mg_3[(OH)_2Si_4O_{10}]$	20	ołówek HB	1,5-2
2	gips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	70	aluminium	2,5
3	kalcyt	$CaCO_3$	110	paznokcie	2,5
4	fluoryt	CaF_2	180	czysta miedź	3
5	apatyt	$Ca_5F(PO_4)_3$	500	żelazo (np. gwóźdź)	4-5
6	ortoklaz	$K[AlSi_3O_8]$	700	szkło, zwykła stal	5-6
7	kwarc	SiO_2	1300	stal narzędziowa	6-6,5
8	topaz	$Al_2F_2SiO_4$	1600	minerały o twardości 7-8 zostawiają rysę na szkło, twardsze (9-10) przecinają szkło	
9	korund	Al_2O_3	2000		
10	diamant	C	8000		

twardości. Naroża i krawędzie bywają odrobinę twardsze od płaszczyzn ścian i dlatego możliwe jest zarysowanie ściany kryształu narożem lub krawędzią tego samego minerału. Rysowaniu minerału przez inny towarzyszy zwykle słaby odgłos skrzypienia. Minerale o najniższej twardości (ok. 1) są tłuste i śliskie w dotyku.

Cechą licznych minerałów jest **łupliwość**, tzn. zdolność do pękania pod działaniem nacisku lub uderzenia na części ograniczone powierzchniami płaskimi. Łupliwość jest ściśle związana z budową wewnętrzną kryształów — kierunki łupliwości przebiegają zgodnie z płaszczyznami sieciowymi w kryształach, a zatem i z teoretycznymi (u ziaren ksenomorficznych) lub istniejącymi (w ziarnach automorficznych) ścianami kryształów. To dlatego w każdym osobniku danego minerału kąty pomiędzy płaszczyznami łupliwości będą zawsze jednakowe. Łupliwość może być jednokierunkowa lub wielokierunkowa, przy czym kierunki te są charakterystyczne dla każdego minerału i zawsze stałe bez względu na kierunek nacisku lub uderzenia (ryc. 7). Nie wszystkie minerały są łupliwe. Tej cechy nie wykazują także mineraloidy, będące ciałami o nieuporządkowanej budowie wewnętrznej.

Najczęściej wyróżnia się cztery stopnie łupliwości. Łupliwość doskonałą charakteryzują idealnie płaskie powierzchnie błyszczące niczym lustro, np. halit, kalcyt, galena, miki. Bardzo dobrą łupliwość można zidentyfikować na podstawie obecności płaskich powierzchni, ale z fragmentami niezbyt regularnymi i pęknięciami, np. gips, chloryty, skalenie, fluoryt, amfibole. Łupliwość wyraźna, a tym bardziej niewyraźna, są już znacznie słabiej dostrzegalne. Większość ziaren ograniczają nieregularne powierzchnie przelamu, np. beryl, apatyt, oliwin, chalkopiryt. Przedstawiony podział ma charakter względny.

Łupliwość można rozpoznać na podstawie występowania płaskich powierzchni ziaren minerałów na przelamie skały. Powierzchnie te zaznaczają się bardzo wyraźnie dzięki równemu odbijaniu światła. Powierzchnie łupliwości na tym samym ziarnie są ułożone równolegle i często tworzą formy podobne do schodków. Schodki te są szczególnie do-



Ryc. 7. Rodzaje łupliwości na wybranych przykładach (wg W.K. Hamblina i J.D. Howarda, zmienione)

a — łupliwość w jednym kierunku (muskowit), b — łupliwość dwukierunkowa o kącie różnym od prostego (amfibol), c — łupliwość dwukierunkowa pod kątem prostym (skałeni), d — łupliwość w trzech kierunkach przecinających się pod kątem prostym (halit, galena), e — łupliwość w trzech kierunkach o kącie różnym od prostego (kalcyt, dolomit), f — łupliwość czterokierunkowa (fluoryt), g — łupliwość sześciokierunkowa (sfaleryt)

brze wyrażone, jeżeli analizowany minerał ma więcej niż jeden kierunek łupliwości. Agregaty kryształów nie wykazują żadnej „zbiorowej” łupliwości. Każdy osobnik cechuje się własnym kierunkiem (lub kierunkami), co najwyżej w niektórych zbliżeniach mogą one być do siebie wzajemnie równoległe. Łupliwość przezroczystych minerałów ujawnia się często w postaci mikroszczelin i pęknięć widocznych wewnątrz kryształów.

Minerały niewykazujące łupliwości mają **przelam**. Minerał cechujący się przelamem pęka wzdłuż zupełnie przypadkowych nieregularnych powierzchni, np. kwarc, turmaliny, granaty, piryty. Przelam może być równy o prawie płaskich powierzchniach i nierówny, np. muszlowy. Przelamem muszlowym najczęściej cechują się mineraloidy (opal), minerały bardzo drobnokrystaliczne (chalcedon) i tylko nieliczne minerały tworzące wyraźne duże kryształy (kwarc). Ze względu na charakter powierzchni wyróżnia się przelam gładki (najpospolitszy) oraz występujące zdecydowanie rzadziej: zadziorowaty (azbest), haczykowaty — miedź rodzima, złoto rodzime, ziarnisty — kasyte-ryt i piryty oraz ziemisty — kaolinit.

Pozycję pośrednią pomiędzy przelamem i łupliwością zajmuje **oddzielność**. Polega ona na pękaniu kryształów zgodnie z powierzchniami osłabień w mineralu. Strefy obniżonej odporności stanowią efekt oddziaływania wysokiego ciśnienia, wahań temperatury

oraz innych czynników fizycznych. Oddzielność niekiedy jest uwarunkowana także zbliżeniami lub inkluzjami i nie występuje we wszystkich ziarnach danego minerału. Powierzchnie oddzielności są prawie równoległe, ale nigdy idealnie płaskie.

W makroskopowej identyfikacji minerałów znajdują zastosowanie także specyficzne cechy charakterystyczne tylko dla nielicznych minerałów. Należy do nich m.in. **zapach**, który występuje u siarki rodzimej, halitu i arsenopiryty. Zapach nasila się podczas rozcierania i kruszenia minerału lub ogrzewania (podwyższenie temperatury można osiągnąć nawet przez uderzenie młotkiem). Minerale arsenu (np. arsenopiryt) podczas ogrzewania wyraźnie pachną czosnkiem.

Minerały łatwo rozpuszczalne w wodzie mogą mieć charakterystyczny smak, np. halit jest słony, sylwin gorzkosłony, karnalit gorzki. Wykonywanie próby smakowej na nieznanach minerałach może być ryzykowne, ponieważ niektóre substancje mogą być toksyczne.

Bardzo łatwą do sprawdzenia cechą jest **magnetyzm**. Najlepiej wykorzystać w tym celu niewielki magnes, który wyraźnie będzie przyciągał magnetyt i pirotyn. Pomiar **radioaktywności** wymaga już zastosowania specjalnych mierników. Działanie promieniowania można jednak wykryć także dzięki zmianie zabarwienia niektórych minerałów (fluoryt ciemnieje pod wpływem promieniowania). Metale rodzime (np. miedź rodzima, srebro rodzime) oraz nikieliny są dobrymi przewodnikami prądu. Łatwo to sprawdzić chociażby najprostszym miernikiem.

Z geologicznego punktu widzenia nie ma większego znaczenia, czy w identyfikacji minerałów wykorzystujemy **gęstość**, czy **ciężar właściwy**. Badanie to nie wymaga żadnego oprzyrządowania. Wystarczy zważyć w dłoni (najlepiej w lewej, gdyż zwykle jest słabsza) porównywalne objętościowo fragmenty różnych minerałów. Po nabraniu pewnej wprawy jest możliwe dość dokładne określanie gęstości tą metodą, ale na początek wystarczy opanowanie umiejętności podziału minerałów na trzy podstawowe grupy, tj. lekkie (gips, sole, kwarc, skałenie), ciężkie (sfaleryt, pirit, magnetyt, hematyt) i bardzo ciężkie (galenit, cynober, miedź rodzima). Gęstość minerałów waha się w granicach od 0,6 do ok. 21 g/cm³. Większość minerałów skałotwórczych i mineraloidów charakteryzuje się gęstością od 2 do 4 g/cm³ (gips — 2,3, kwarc — 2,6, pirokseny i amfibole do 3,6, korund — 4,0). Mniejszą gęstością cechuje się np. bursztyn (1,03-1,05), większą zaś minerały kruszcowe (4,5-7,5) i metale rodzime (nawet do 23 g/cm³). W większości przypadków spotykamy się w praktyce z gęstością pozorną (objętościową), ponieważ prawie zawsze w kryształach występują wolne przestrzenie i wrostki innych minerałów.

W nielicznych przypadkach można wesprzeć identyfikację wrażeniami dotykowymi. Grafit i talk są gładkie i tłuste w dotyku, kaolinit zaś jest suchy i nieomal szorstki.

Wiele minerałów występuje w charakterystycznych zespołach (paragenezach). Oznaczenie któregoś spośród minerałów w zespole pozwala zwiększyć szanse prawidłowego rozpoznania pozostałych.

PYTANIA KONTROLNE

1. W jaki sposób odróżnisz minerał barwny od zabarwionego?
2. Jakie cechy minerałów można określić w kryształach wrosłych (ksenomorficznych)?
3. Co to jest łupliwość i od czego zależy?

ĆWICZENIA

1. Przeprowadź test twardości dla zestawu minerałów ćwiczeniowych za pomocą różnego rodzaju substancji i narzędzi pomocniczych zastępujących minerały ze skali Mohsa. Uszereguj badane minerały według twardości.
2. Posegreguj próbki minerałów wybrane przez instruktora na barwne i zabarwione. Jaką metodę wykorzystasz?
3. Oceń ciężar właściwy próbek minerałów i pogrupuj je na lekkie, ciężkie i bardzo ciężkie. Skonfrontuj swoją ocenę ciężaru z opiniami innych studentów.
4. Zidentyfikuj w próbkach skał minerały o polysku szklistym, tłustym, perłowym, jedwabistym, metalicznym. Przeanalizuj zależności pomiędzy rodzajem polysku i pokrojem lub wykształceniem minerału.

Makroskopowe oznaczanie minerałów

Rozpoznawanie minerałów w praktyce geologicznej opiera się na identyfikacji przedstawionych w poprzednich rozdziałach cech fizycznych i, w mniejszym stopniu, właściwości chemicznych. Analiza składu mineralnego stanowi zarazem pierwszy etap opisu skał mający doprowadzić do ich ostatecznej identyfikacji.

W pierwszej kolejności należy wykorzystać metody nieniszczące i dopiero, kiedy okaże się, że nie pozwalają one uzyskać ostatecznego wyniku, należy sięgnąć po próby prowadzące do uszkodzenia okazów. Identyfikację najlepiej przeprowadzić na możliwie najmniej zwietrzałej powierzchni, a jeszcze lepiej na świeżo odłupanym fragmencie minerału. Należy zapisywać wszystkie identyfikowalne makroskopowo cechy, aż do momentu jednoznacznego określenia minerału (za pomocą testów negatywnych najlepiej jest wykluczyć inne podobne minerały).

Wstępne badanie okazu powinno obejmować: ocenę barwy lub zabarwienia, barw naleciały, połysku i przezroczystości, pokroju i postaci ziaren, rodzaju skupień, obecność zbliżniczeń i rodzaj symetrii w osobnikach wielokrotnych, kierunki i powierzchnie łupliwości, orientacyjną gęstość minerału, magnetyzm i paragenezę. Jeżeli powyższe właściwości nie pozwolą na oznaczenie minerału, należy przejść do drugiej grupy metod, związanych niestety z częściowym zużyciem (zniszczeniem) badanego okazu. Należy wówczas określić: rysę, twardość, rozpuszczalność w wodzie, zapach i smak, kruchość, kowalność, giętkość lub sprężystość oraz przeprowadzić reakcję z rozcieńczonym kwasem solnym (usunięcie pyłu lub rozbicie okazu dla uzyskania świeżej powierzchni oraz unikanie żyłek i wrostków pozwolą zwiększyć wiarygodność wyniku).

Podstawowe wyposażenie niezbędne do oznaczania najpospolitszych minerałów skalotwórczych i złożowych jest bardzo skromne i obejmuje: lupe, szczelnie zamykaną buteleczkę z rozcieńczonym kwasem solnym — najlepiej zaopatrzoną w kroplomierz, stalową igłę lub niewielki wkrętak, kawałki drutu stalowego i miedzianego, fragment niepolerowanej porcelany (może być odłamek rozbitego naczynia), małe kawałki minerałów ze skali Mohsa służące do badania twardości (wystarczą w zakresie od 2 do 8), kawałek szkła, dobrej jakości pilnik stalowy i magnes. W terenie przydatne są również: młotek, dłuto stalowe lub przecinak, pojemniki i papier do pakowania okazów, okulary ochronne, rękawice robocze, kartki na metryczki.

Makroskopowe oznaczenia są wiarygodne tylko w przypadku stosunkowo dużych kryształów. Identyfikacja małych ziaren z reguły wymaga analizy chemicznej lub mikroskopowej.

3.1. Kwarc i inne postacie krzemionki

Pod względem chemicznym opal, chalcedon i kwarc są zbudowane głównie lub wyłącznie z dwutlenku krzemu. **Opal** jest to stwardniały żel krzemionkowy, o beładnej budowie wewnętrznej (mineraloid), zawierający do ok. 20% wody. Stanowi on najczęściej produkt niskotemperaturowej działalności hydrotermalnej. Świeżo powstały opal może być bardzo miękki, a nawet plastyczny, ale z czasem stopniowo twardnieje, a następnie może ulegać rekrytalizacji. Krytalizacja opalu prowadzi do powstania chalcedonu, tj. drobnokrytalicznego, porowatego kwarcu z inkluzjami wody pomiędzy ziarnami. **Chalcedon** może również tworzyć się z niskotemperaturowych utworów hydrotermalnych lub w procesie rozpuszczania i wytrącania krzemionki pochodzenia organicznego w skałach osadowych. W tym ostatnim przypadku dość często buduje konkrecje (krzemienie, czerty, rogowce) lub spoiwo skał osadowych okruchowych. **Kwarc**, zbudowany wyłącznie lub prawie wyłącznie z SiO_2 , powstaje w warunkach magmowych lub metamorficznych, ale niekiedy także wytrąca się z roztworów wodnych. Mineral ten może występować w postaci wielu odmian polimorficznych w zależności od temperatury i ciśnienia w miejscu krytalizacji. Do bardziej znanych należą krytobalit, trydymit, kwarc i kwarc β . W praktyce spotykamy się prawie wyłącznie z kwarcem β (tab. 6). Heksagonalny kwarc α powstaje w warunkach magmowych lub metamorficznych w temperaturze ponad 573°C . Spadek temperatury poniżej tej wartości powoduje przebudowę struktury krytalicznej i przejście w kwarc β o budowie trygonalnej. Zmianie ulega wówczas budowa wewnętrzna, natomiast postać zewnętrzna i cechy obserwowalne makroskopowo pozostają bez zmian. Produkt tej przemiany jest określany jako paramorfoza kwarcu β po kwarcu α . Dla uproszczenia w niniejszym przewodniku dla tak zmienionego kwarcu będzie stosowane określenie „kwarc α ”. Niskotemperaturowy kwarc β powstaje najczęściej z resztek pomagmowych lub z roztworów wodnych. W skałach osadowych mogą występować ziarna regeneracyjne tego minerału, powstałe na skutek nadbudowy przez krzemionkę zniszczonego, ksenomorficznego ziarna tego minerału. Automorficzne, bezbarwne kryształy kwarcu β w skałach osadowych mają często pokrój prawie izometryczny i są wtedy nazywane diamentami marmaroskimi.

Kwarc i chalcedon są bardzo odporne na przeobrażenia pomagmowe w skałach i wietrzenie, dzięki czemu przechodzą do skał osadowych i stanowią w wielu przypadkach ich główny składnik.

Czysty kwarc jest zupełnie bezbarwny, ale najczęściej przyjmuje różne zabarwienia uzależnione od obecności inkluzji, defektów sieci krytalicznej bądź mikroskopijnych wrostków różnych minerałów. Szczególnie są znane zabarwione odmiany kwarcu β , tj. morion (czarny), krwawnik (czerwony), cytryn (żółty), ametyst (fioletowy), kwarc mleczny (biały), kwarc zadymiony (szary), awenturin (zielony).

Kwarc α najczęściej bywa biały lub szary w różnych odcieniach, rzadziej białoniebisk. Opal niekiedy występuje w postaci bezbarwnego hialitu, ale może przyjmować

Tabela 6. Cechy kwarcu i innych postaci krzemionki

Minerał	Opal	Chalcedon	Kwarc α	Kwarc β
Cecha				
Układ krystalograficzny	ciało bezpostaciowe	trygonalny	heksagonalny	trygonalny
Pokrój	brak	brak	izometryczny	slupowy
Kolor	najczęściej zabarwiony na różne kolory	różne zabarwienia	bezbarwny, biały, szarawy, czasem ciemnoszary	bezbarwny kryształ górski, liczne odmiany zabarwione
Polysk	szklisty, niekiedy perłowy	słaby, woskowy, często matowe powierzchnie	na ścianach szklisty, na przełamie tłusty	
Twardość	5-6,5	6-6,5	7	
Łupliwość	brak			
Przełam	muszłowy lub gładki	muszłowy lub gładki	muszłowy lub nierówny	muszłowy
Pow. przełamu	gładka	gładka	gładka	
Ciężar właściwy	2,1-2,2 G/cm ³	2,6 G/cm ³	2,7 G/cm ³	
Inne cechy	tworzy nacieki i naszkorupienia	skupienia nerkowate, naciekowe, groźniaste, bulaste	tworzy zwykle obcokształtne, izometryczne ziarna	poprzeczne prążkowanie ścian prowadzące nawet do zwężenia się słupa

niemal dowolne zabarwienie. Chalcedon również cechuje się różnorodnym zabarwieniem (np. chryzopraz jest zabarwiony na zielono związkami niklu), a niekiedy są w nim widoczne różnobarwne, koncentryczne smugi (agat). Zarówno opal, jak i chalcedon, w cienkich płytkach są przezroczyste, natomiast w grubszych najczęściej przeświecające.

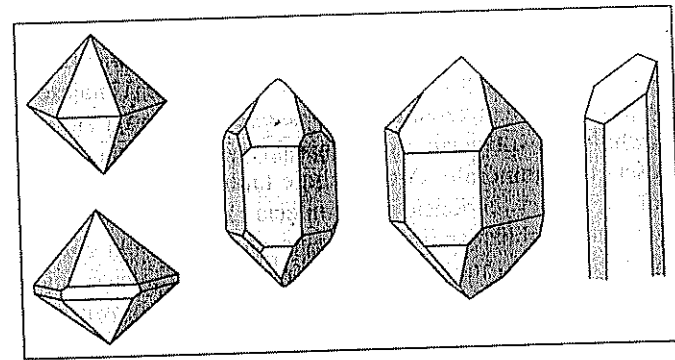
3.1.1. Rozpoznawanie

Opal i chalcedon nie tworzą żadnych, widocznych gołym okiem, ziaren. Powierzchnia opalu jest gładka i pod palcem nie sposób wyczuć jakiegokolwiek chropowatości. Chalcedon bywa niekiedy nieco szorstki, ale, podobnie jak opal, nigdy nie tworzy idealnie płaskich powierzchni. Obydwie postaci krzemionki mają przełam muszłowy i nie cechują się łupliwością. Opal najczęściej ma polysk szklisty, rzadziej perłowy, a jego szlachetne odmiany wykazują opalizację. Chalcedon zwykle bywa matowy lub ma słaby woskowy polysk. Zarówno opal, jak i chalcedon, są stosunkowo twarde i nie dają się zarysować stalową igłą.

Kwarc można łatwo rozpoznać dzięki tłustemu polyskowi na powierzchniach przełamu i brakowi łupliwości. Jest on jednocześnie jednym z najtwardszych (twardość 7) pospolitych minerałów skałotwórczych. Na powierzchni przełamu skały ziarna kwarcu α nigdy nie będą tworzyły płaskich powierzchni. Wynika to z braku łupliwości i z faktu, że kwarc krystalizuje w końcowym etapie krzepnięcia magmy, kiedy musi dostosować

swój kształt do otaczających ziaren i nie może utworzyć kryształów o prawidłowych ścianach. Prawie zawsze kwarc tworzy **ziarna izometryczne**. Jest to szczególnie widoczne w skałach magmowych, gdzie tworzył się w wysokiej temperaturze, co sprzyjało powstawaniu odmiany α . W większości skał kwarc jest bezbarwny i półprzezroczysty albo przyjmuje zabarwienie od białego przez jasnoszare po ciemnoszare, aż do niemal czarnego. Zdecydowanie rzadziej występują ziarna niebieskiego, fioletowego, żółtawego, czerwonego, brunatnawego lub zielonkawego kwarcu. To ograniczenie nie dotyczy jednak niskotemperaturowej odmiany β . W skałach metamorficznych kwarc często jest pokruszony i występuje w postaci drobnych, „cukrowatych” agregatów. W osadach kwarc tworzy najczęściej prawie okrągłe ziarna o kształcie uwarunkowanym częściowo pierwotnym pokrojem, częściowo procesami abrazji w czasie transportu.

Kwarc β różni się od kwarcu α **poprzecznym prążkowaniem ścian**, częstym intensywnym zabarwieniem (nie zdarza się u kwarcu α), większymi rozmiarami i **slupowym pokrojem** (ryc. 8). Pomocna może być także parageneza wskazująca na niską temperaturę podczas krystalizacji.

Ryc. 8. Kryształy kwarcu SiO₂

Drobne ziarna kwarcu w skałach magmowych i osadowych okruchowych mogą być z pozoru podobne do skaleni, oliwinów i granatów, mających zbliżoną twardość. Jednak zarówno oliwiny, jak i pospolite granaty, cechują się bardzo charakterystycznym zabarwieniem (oliwiny oliwkowozielonym, a granaty czerwonym) oraz szklistym polyskiem, skalenie zaś mają doskonałą łupliwość. Należy pamiętać, że kwarc i oliwin powstają w krańcowo różnych warunkach, a zatem wzajemnie się wykluczają.

Kwarc stanowi jeden z najważniejszych składników magmowych skał kwaśnych i części obojętnych. W postaci niskotemperaturowej spotyka się go w różnego rodzaju utworach żyłowych i w skałach osadowych. Równie powszechnie minerał ten występuje w skałach metamorficznych — przede wszystkim w gnejsach, kwarcytach i granulitach. Ze względu na wyjątkową odporność na wietrzenie chemiczne ziarna kwarcu dominują w prawie wszystkich piaskach i piaskowcach oraz licznie występują w wielu innych skałach okruchowych.

3.2. Skalenie

Skalenie są minerałami najbardziej rozpowszechnionymi w skorupie ziemskiej i stanowią łącznie aż 58% jej objętości. Do tej grupy zaliczamy glinokrzemiany Na, K i Ca, tworzące dwa szeregi kryształów mieszanych:

plagioklasy: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (albit) $\leftrightarrow$ $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ (anortyt)

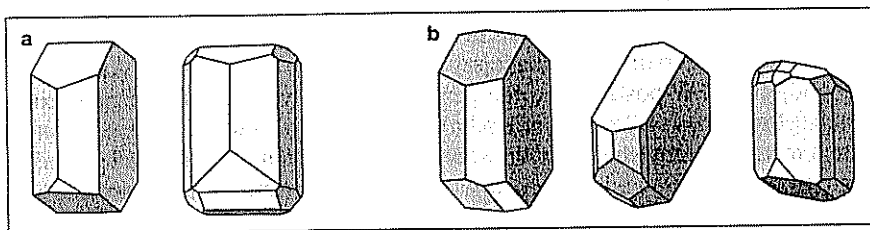
skalenie alkaliczne: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (skaleń potasowy) $\leftrightarrow$ $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (albit)

Skalenie łatwo ulegają przeobrażeniom pomagmowym i wietrzeniu chemicznemu, przechodząc w niższych temperaturach w kaolinit, a w wyższych w muskowit. Skalenie potasowe i plagioklasy kwaśne (bogate w albit) są nieco odporniejsze niż plagioklasy zasadowe (bogate w anortyt). Znaczenie skałotwórcze mają wszystkie plagioklasy (albit, oligoklaz, andezyn, labrador, bytownit i anortyt) i tylko nieliczne skalenie potasowe (mikroclin i ortoklaz).

3.2.1. Rozpoznawanie

Skalenie cechują się **dwukierunkową, doskonałą lub bardzo dobrą łupliwością**, mają **pokrój tabliczkowy, wysoką twardość (6 w skali Mohsa)** i najczęściej **jasne zabarwienia**. Na powierzchni przełamu skał skalenie zaznaczają się wyraźnie dzięki płaskim powierzchniom, tworzącym często charakterystyczne schodki, związane z doskonałą łupliwością tego minerału. Powierzchnie łupliwości i ściany skaleni wykazują silny, szklisty połysk, mający tendencję do słabnięcia i zaniku wraz z postępem wietrzenia. Nieraz widoczne są zbliźniaczenia, czytelne głównie dzięki różnemu odbijaniu światła przez dwie części pozornie tego samego kryształu. Granica pomiędzy tymi częściami przebiega wzdłuż dłuższej osi ziarna i zwykle prawie w połowie szerokości.

Odróżnienie metodami makroskopowymi skaleni potasowych od plagioklazów bywa dość trudne, a w wielu przypadkach niemożliwe. Można wykorzystać w tym celu **charakter zbliźniaczeń, pokrój, iryzację i zabarwienie** (tab. 7). Skalenie potasowe tworzą najczęściej bliźniaki dwukrotne, a plagioklasy bliźniaki wielokrotne (polisyntetyczne). Te ostatnie są widoczne w postaci gęstych prążków przebiegających wzdłuż osi ziarna. Plagioklasy występują zazwyczaj w postaci stosunkowo cienkich tabliczek, podczas gdy skalenie potasowe wykazują raczej pokrój grubotabliczkowy (ryc. 9). Iryzacja pojawia się tylko u plagioklazów. Ciepłe zabarwienia (od kremowego przez żółte, po-



Ryc. 9. Kryształy skaleni
a — skalenie potasowe (ortoklaz), b — plagioklasy

Tabela 7. Właściwości plagioklazów i skaleni alkalicznych

Cecha	Minerał	Plagioklasy	Skalenie alkaliczne
Układ krystalograficzny		trójskośny: albit, oligoklaz, andezyn, labrador, bytownit, anortyt	ortoklaz, sanidyn i adular jednoskośne, mikroklin trójskośny
Zbliźniaczenia		często wielokrotne	raczej podwójne
Pokrój		grubo- i cienkotabliczkowy	grubotabliczkowy
Barwa lub zabarwienie		czyste są bezbarwne, ale najczęściej są zabarwione na kolor białawy, szary, czasem niebieski lub zielonkawy oraz żółtoróżowy do czerwonego, najpospolitsze różne szare skalenie	
		plagioklasy zwykle białoszare, szarozielonkawe, ciemne; u labradoru i bytownitu występuje iryzacja światła	czerwonawe, cieliste i żółte oraz intensywnie zielone praktycznie wyłącznie skalenie potasowe
Polysk		szklisty, słabnie wraz z postępującym wietrzeniem	
Twardość		6	
Łupliwość		doskonała w jednym kierunku i bardzo dobra w drugim (prostopadłym do poprzedniego u skaleni jednoskośnych i prawie prostopadłym u skaleni trójskośnych); w trzecim kierunku łupliwość niewyraźna lub jej brak	
Ciepota właściwy		2,5-2,8 G/cm ³ (ortoklaz 2,56 G/cm ³ , plagioklasy 2,6-2,75 G/cm ³)	
Wielkość kryształów		zwykle do kilku centymetrów, ale w pegmatytach osiągają rozmiary nawet do kilkunastu metrów	

maranczowe, różowe, czerwone aż do rdzawego i brązowego) przyjmują prawie wyłącznie skalenie potasowe. Podobnie jedynie skałeni potasowy może być intensywnie zielony (amazonit). Ciemnoszare i szarozielone bywają praktycznie tylko plagioklasy zasadowe. Przypisanie bezbarwnych, białych i jasnoszarych skaleni do którejś z grup jest niemożliwe i należy wówczas poprzestać na stwierdzeniu obecności skaleni.

Skalenie potasowe i kwaśne (bogate w człon albitowy) plagioklasy występują najczęściej w bogatych w krzemionkę skałach magmowych (kwaśnych i niektórych obojętnych) oraz w gnejsach i granulitach. Plagioklasy zasadowe (z dużym udziałem anortytu) występują częściej w magmowych skałach obojętnych. Skalenie stanowią istotny składnik skał metamorficznych, a w przypadku krótkiego transportu także skał osadowych okrucowych.

3.3. Skaleniowce (także: skalenioidy lub foidy)

Minerały te, podobnie jak skalenie alkaliczne, należą do grupy glinokrzemianów Na i K, ale krystalizują z magm o niedoborze krzemionki. Mała odporność chemiczna skaleniowców sprzyja ich szybkim przemianom w procesach pomagmowych i w trakcie wietrzenia. Największe znaczenie skałotwórcze mają: analcym $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$, leucyt $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ i nefelin $\text{KNa}_3[\text{AlSi}_4\text{O}_{12}]$.

Skaleniowce cechują się mało charakterystycznym białym lub szarym zabarwieniem (bywają też bezbarwne), szklistym połyskiem, twardością 5,5-6 i słabą łupliwością.

Większość skaleniowców krystalizuje w układzie regularnym, ale najczęściej w postaci ksenomorficznych ziaren. Leucyt upodabnia się postacią kryształów do granatów, ale odróżnia go zabarwienie i niższa twardość. Makroskopowa identyfikacja skaleniowców bywa możliwa tylko w wyjątkowych przypadkach, kiedy tworzą one wyraźne automorficzne lub hipautomorficzne kryształy.

Skaleniowce licznie występują w magmowych skałach zasadowych i niektórych obojętnych. Ich niska odporność na wietrzenie praktycznie uniemożliwia przechodzenie do skał osadowych.

3.4. Miki (łySZczyki)

Łyszczki są uwodnionymi glinokrzemianami wielu metali — głównie K, Al, Fe i Mg. Istotną rolę skalotwórczą odgrywają tylko dwie miki, tj. **muskowit** $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ i **biotyt** $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$. Krystalizacja łySZczyków może odbywać się tylko w warunkach głębiniowych w środowisku bogatym w H_2O . W warunkach wulkanicznych i subwulkanicznych zawarta w stopie krzemianowym woda bardzo szybko ucieka do atmosfery, uniemożliwiając powstawanie mik. Minerale te występują jednak w skałach wulkanicznych, ale w postaci fenokryształów, powstałych na wcześniejszym (głębiniowym) etapie krystalizacji.

Biotyt stosunkowo łatwo ulega procesom pomagmowym i wietrzeniu chemicznemu, które prowadzą do uwalniania związków żelaza, gromadzących się na powierzchni ziaren biotytu w postaci brązowego nalotu. Muskowit cechuje się zdecydowanie większą odpornością i pod wpływem czynników mechanicznych rozpada się na drobne łuseczki. Konsekwencją tego zróżnicowania jest stosunkowo częsta obecność muskowitu w postaci drobnych blaszek w skałach okrucowych, podczas gdy biotyt występuje w nich zdecydowanie rzadziej i w mniejszych ilościach.

3.4.1. Rozpoznawanie

Miki krystalizują w układzie jednoskośnym, tworząc ziarna o **pokroju cienkopłytkowym i blaszkowym**. Ziarna często przyjmują zarys sześciokątny. Minerale te mają **jednokierunkową doskonałą łupliwość** w kierunku zgodnym z powierzchnią blaszek i **twardość zaledwie 2-3** (najniższą wśród pospolitych minerałów skalotwórczych skal magmowych). Bardzo charakterystyczną cechą jest **sprężystość blaszek**, którą można zaobserwować podważając ziarna biotytu lub muskowitu. Oderwane blaszki będą gwałtownie odskakiwać spod igły. Biotyt od muskowitu różni się zabarwieniem. **Muskowit jest bezbarwny**, w grubszych płytkach białawosrebrzysty, a niekiedy także w odciśnięciach szarości, zieleni i brązu, natomiast biotyt przyjmuje najczęściej zabarwienie **czarne**, rzadziej ciemnozielone lub ciemnobrązowe. Świeże ziarna biotytu połyskują szkliste, a grubsze płytki metalicznie. Muskowit najczęściej ma połysk szklisty, ale często pojawia się również perłowy i jedwabisty. W trakcie wietrzenia lub przeobrażeń pomagmowych łySZczyki tracą połysk (tab. 8).

Czarne ziarna biotytu (zwłaszcza w stosunkowo zwietrziałych próbkach) dość trudno odróżnić od drobnych piroksenów lub amfiboli. Należy wtedy posłużyć się miedzia-

Tabela 8. Właściwości mik, amfiboli i piroksenów

Cecha	Mineral	Miki	Amfibole	Pirokseny
Skład		uwodnione glinokrzemiany K, Al, Mg i Fe	uwodnione glinokrzemiany wielu metali	bezwodne krzemiany i glinokrzemiany wielu metali
Typowe minerały		biotyt, muskowit	aktynolit, hornblenda, tremolit	augit, diallag, enstatyt, diopsyd, egiryn
Układ krystalograficzny		jednoskośny	rombowy lub jednoskośny	
Pokrój		plytkowy i blaszkowy	slupowy lub długoslupowy	krótkoslupowy, grubotabliczkowy
Przekrój słupa		nie dotyczy	sześciokątny	ośmiokątny
Barwa lub zabarwienie		biotyt czarny, muskowit bezbarwny do srebrzystego	czarny, czasem czarnozielony lub brunatny	
Rysa		biała do jasnoszarej		
Połysk		szklisty, w grubszych płytkach metaliczny lub perłowy	szklisty, przy wietrzeniu zanika	
Twardość		2-3	5,5	5,5-6,5
Łupliwość		doskonała zgodnie z powierzchnią blaszek	2 kierunki zgodne ze ścianami słupów	
Kąty pomiędzy kierunkami łupliwości		nie dotyczy	124° i 56°	93° i 87°
Ciężar właściwy		2,8-3,4 G/cm ³	3,0-3,4 G/cm ³	3,2-3,6 G/cm ³

nym drutem, którym nawet zwietrzały amfibol lub piroksen nie da się zarysować, podczas gdy nawet najświeższy biotyt okaże się bardziej miękki. Inną metodą identyfikacji biotytu jest próba odspojenia igłą drobnych ziaren, które w przypadku tego mineralu będą mieć kształt cienkich, sprężyste odskakujących blaszek.

Łyszczki powszechnie występują w skałach plutonicznych, a w wulkanitach są zdecydowanie rzadsze i z reguły tworzą tylko fenokryształy. Muskowit na ogół występuje w skałach bogatych w potas, np. zwyczajnych i alkalicznych granitach oraz pegmatytach. Obydwa łySZczyki wchodzi w skład licznych skał metamorficznych, takich jak gnejsy, łupki łySZczykowe, zieleńce i wiele innych. Drobnołusieczkowa odmiana muskowitu, pospolita w skałach metamorficznych, nosi nazwę serycytu. Drobne blaszki łySZczyków, zwłaszcza muskowitu, uczestniczą w budowie wielu skał osadowych okrucowych.

3.5. Amfibole i pirokseny

Amfibole, podobnie do omówionych wcześniej mik, są uwodnionymi glinokrzemianami wielu metali. Nie mogą więc powstawać w warunkach powierzchniowych, a ich obecność w skałach wulkanicznych jest ograniczona do fenokryształów.

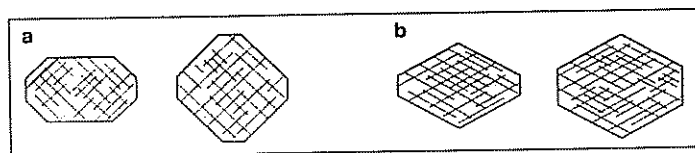
Pirokseny mają zbliżony skład chemiczny do amfiboli. Powstawanie piroksenów odbywa się w warunkach wysokiego ciśnienia i małej ilości rozproszonej pary wodnej w magmie, ale może następować również w warunkach wulkanicznych. Opisywane minerały w skałach wulkanicznych, a niekiedy także w plutonicznych (np. w gabrach masywu Słęzy), łatwo podlegają procesowi uralityzacji, czyli przeobrażeniu w hornblendę. W warunkach wietrzeniowych w obecności wody pirokseny są bardzo nietrwałe, dlatego rzadko przechodzą do skał osadowych. Amfibole są nieco odporniejsze, ale w skałach osadowych również stanowią składnik występujący sporadycznie.

Zarówno amfibole, jak i pirokseny, tworzą szeregi kryształów mieszanych o bardzo złożonym i zmiennym składzie chemicznym. Spośród amfiboli najważniejszą rolę skałotwórczą odgrywa **hornblenda**, a wśród piroksenów **augit** i **diallag**.

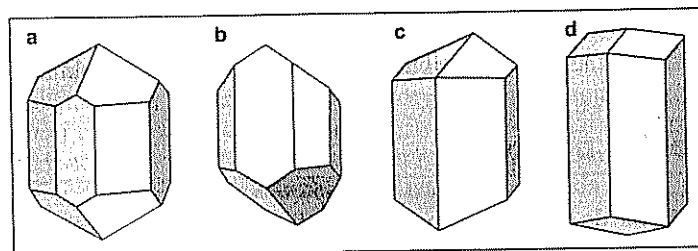
Wiele cech piroksenów i amfiboli jest bardzo zbliżonych, dlatego ich makroskopowe odróżnienie jest w przypadku drobnych, a tym bardziej ksenomorficznych ziaren bardzo trudne. W wątpliwych przypadkach można poprzestać na stwierdzeniu, że jest to piroksen lub amfibol, zwłaszcza że w większości skał minerały te nie mają znacznego wpływu na klasyfikację.

3.5.1. Rozpoznawanie

Typowe dla obydwu grup minerałów są: **czarne lub czarnozielone zabarwienie, słupowy pokrój, dwukierunkowa doskonała łupliwość zgodna ze ścianami słupa oraz twardość 5,5-6,5**. Amfibole od piroksenów można odróżnić na podstawie pokroju, przekroju słupa oraz kąta pomiędzy płaszczyznami łupliwości (ryc. 10). Amfibole tworzą najczęściej kryształy w postaci wydłużonych słupków, a nawet igiełek, natomiast kryształy piroksenów są zwykle krótkosłupkowe, tabliczkowe, a niekiedy zbliżone nawet



Ryc. 10. Łupliwość i przekroje poprzeczne słupkowych kryształów piroksenów (a) i amfiboli (b)



Ryc. 11. Charakterystyczne kryształy piroksenów (a i b) oraz amfiboli (c i d)

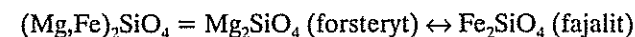
do izometrycznego (ryc. 11). Poprzeczny przekrój automorficznych kryształów piroksenów jest ośmiokątny, a amfiboli sześciokątny. Występuje również duża różnica w kącie pomiędzy kierunkami łupliwości, który u piroksenów jest zbliżony do prostego.

Przy pobieżnej analizie istnieje możliwość pomylenia amfiboli z turmalinami i mionem. Jednak obydwa wspomniane minerały są zupełnie pozbawione łupliwości. Zwiertzałe ziarna zarówno amfiboli, jak i piroksenów, mogą być podobne do biotytu, ale ten ostatni jest zdecydowanie bardziej miękki.

Pirokseny stanowią składnik przede wszystkim skał magmowych. Szczególnie licznie występują w perydotytach, budujących dolną część litosfery. Augit pojawia się najczęściej w bazaltach i niekiedy w andezytach, diallag zaś w gabrach. Amfibole powstają na ogół w warunkach metamorficznych (np. wszystkie amfibole rombówce) i niekiedy w warunkach plutonicznych. Amfibole mogą też stanowić fenokryształy w skałach wulkanicznych, np. w andezytach z Pienin.

3.6. Oliwiny

Oliwiny są bezwodnymi krzemianami Mg i Fe o niskiej zawartości krzemionki. Tworzą one szereg kryształów mieszanych:



Znaczenie skałotwórcze mają głównie oliwiny właściwe (chryzolity) o zdecydowanej przewadze forsterytu (oliwinu magnezowego) nad fajalitem. Wszystkie oliwiny cechują się małą odpornością na przeobrażenia pomagmowe i wietrzenie chemiczne, zwłaszcza w obecności wody zawierającej rozpuszczony CO_2 . Przechodzą one wówczas w minerały z grupy serpentynu (chryzotyl i antygoryt), ale także w pirokseny, amfibole, chloryty, magnezyt i inne.

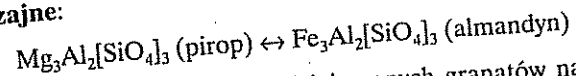
3.6.1. Rozpoznawanie

Oliwiny krystalizują w układzie rombowym, w postaci ksenomorficznych ziaren o pokroju grubotabliczkowym lub krótkosłupkowym, a niekiedy nieomal izometrycznym. Mają one bardzo słabą łupliwość, **twardość 6,5-7, szklisty połysk** i białą rysę. Zabarwienie oliwinów waha się od **oliwkowozielonego do oliwkowobrunatnego**, a niekiedy nawet prawie czarnego. Produkty wietrzenia chemicznego oliwinów mają kolor **żółty lub brązowy**. Na automorficzne kryształy oliwinów można natknąć się głównie w bazaltach. Świeże oliwiny można łatwo rozpoznać, natomiast po przeobrażeniu lub zwiertzeniu jest to możliwe właściwie tylko pod mikroskopem lub w badaniach chemicznych.

Oliwiny stanowią podstawowy składnik ubogich w krzemionkę skał magmowych (perydotyty, dunity, bazalty oliwinowe) i niektórych metamorficznych (przekrystalizowane wapienie dolomityczne i dolomity). Napotkano je również w skałach księżycowych i w meteorytach. Podatność na wietrzenie praktycznie wyklucza obecność oliwinów w skałach osadowych.

3.7. Granaty

Granaty są to krzemiany Mg, Fe, Ca, Cr, Al, tworzące szeregi kryształów mieszanych, np. **granaty zwyczajne**:



Poza **piropem** i **almandynem**, do bardziej znanych granatów należą: andradyt ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$), grossular ($\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$), uwarowit ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$), spessartyn ($\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$) i inne. Wszystkie granaty krystalizują w układzie regularnym, przyjmują postać dwunastościanu rombowego, niekiedy dwudziestoczterościanu deltoidowego oraz ich kombinacje, mają pokrój izometryczny i cechują się brakiem łupliwości. Twardość granatów waha się w granicach 6,5-7,5, zabarwienie jest bardzo zmienne, ale u granatów zwyczajnych przeważają odcienie czerwieni i brązu, natomiast inne minerały z tej grupy mogą być bezbarwne, żółte, pomarańczowe, zielone. Granaty mają połysk szklisty do żywicznego, rysę białą lub z lekkim, stłumionym odcieniem koloru okazu oraz wysoką gęstość 3,6-4,3 g/cm³. Bardzo często tworzą one automorficzne ziarna.

Rozpoznawanie granatów na ogół nie sprawia kłopotów, ponieważ nawet w silnie zwierztałych skałach zachowują wyraźny **izometryczny pokrój**, najczęściej są zabarwione na dość rzadki **czerwony** lub **czerwonobrazowy kolor**, są bardzo **twarde** i **nie mają łupliwości**. Jedynym podobnym minerałem może być zabarwiony na czerwono kwarc, który jednak występuje rzadko i ma jednoznacznie tłusty połysk.

Granaty występują najczęściej w skałach metamorficznych: granulitach, eklogitach, łupkach lyszczkowych i serpentynitach, ale znane są też z wielu skał magmowych, np. granitów, pegmatytów. Jako minerały bardzo odporne na wietrzenie często przechodzą do skał okruchowych i mogą w nich tworzyć wyraźne koncentracje, co po części zawdzięczają dość wysokiemu ciężarowi właściwemu.

3.8. Turmaliny

Turmaliny cechują się bardzo złożonym i zmiennym składem chemicznym. Są to uwodnione borokrzemiany wielu metali tworzące szeregi kryształów mieszanych. Do najbardziej rozpowszechnionych turmalinów należą: szeryl, drawit i elbait. Krystalizują one w układzie trygonalnym, w postaci wydłużonych słupków lub pręcików o trzykrotnej symetrii. Ścianki słupków bywają pokryte podłużnymi prążkami. Turmaliny cechują się **brakiem łupliwości**, wysoką **twardością 7**, zazwyczaj **czarnym zabarwieniem** i **szklistym połyskiem**.

Identyfikacja turmalinów jest stosunkowo łatwa. Czarne turmaliny bywają podobne do niektórych amfiboli, ale te ostatnie mają bardzo dobrą łupliwość. Problemy może sprawić odróżnienie turmalinu od morionu w utworach żyłowych. Pomocne może być wówczas prążkowanie ścian słupa, które u kwarcu układa się prostopadle do wydłużenia kryształu, a u turmalinów zgodnie z dłuższą osią.

Turmaliny spotyka się stosunkowo często w pegmatytach i granitach oraz w niektórych skałach metamorficznych. Dzięki swojej twardości i odporności na wietrzenie czę-

sto przechodzą do skał klastycznych, gdzie mogą tworzyć lokalne koncentracje razem z granatami i innymi odpornymi minerałami.

3.9. Inne krzemiany i glinokrzemiany

Minerały ilaste stanowią istotny składnik wielu skał osadowych. Ze względu na podobieństwo cech fizycznych, makroskopowo są one nierozróżnialne (z wyjątkiem montmorillonitu pęczniącego w wodzie). Minerały ilaste (**kaolinit**, **montmorillonit**, **illit** i **folioid**) krystalizują w układzie jednoskośnym, w postaci bardzo drobnych luseczek i ziarenek, tworzących zbite, ziemiste agregaty. Skupienia minerałów ilastych mają bardzo niską twardość ok. 1 (rzadko do 2,5), rozciągają się w palcach, są matowe lub ziemiste, a w dotyku tłuste i śliskie. Minerały ilaste są zwykle białe lub szare, rzadziej zabarwione na niebieskawo, żółto, czerwono i rdzawo. Kaolinit po zmoczeniu wydziela ziemisty zapach (zapach ilu). Wystarczy w tym celu intensywnie pochuchać na próbce.

Glaukonit, ze względu na skład chemiczny i budowę, jest bardzo zbliżony do biotytu i niektórych minerałów ilastych. Mineral ten nie tworzy kryształów, lecz występuje zwykle w postaci ziaren o wymiarach maksymalnie 1,5-2 mm, twardości 2, barwie trawiaszowej do zielonoczarnej i rysie tego samego koloru. Glaukonit powstaje w wyniku podmorskich przeobrażeń minerałów ilastych lub halmyrolizy wulkanitów. Powstaniu glaukonitu sprzyja powolna sedimentacja. Rozpoznawalne makroskopowo ziarna glaukonitu występują najczęściej w piaskowcach i wapieniach. Glaukonit towarzyszy często konglomeratom fosforytowym, co świadczy o podobnych warunkach powstawania.

Talk $\text{Mg}_3[(\text{OH})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ i minerały z grupy **serpentynu** $\text{Mg}_6[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ wykazują duże podobieństwo budowy wewnętrznej. Talk charakteryzuje się najniższą twardością (1) spośród wszystkich minerałów skalotwórczych, doskonałą jednokierunkową łupliwością, białym, bladozielonym lub szarym zabarwieniem i białą rysą. Powierzchnia talku błyszczy perłowo lub tłusto, a w dotyku sprawia wrażenie tłustej i śliskiej (podobnie do mydła). Talk powstaje w wyniku płytkiego metamorfizmu w facji zielenicowej.

Minerały grupy serpentynu mają białą rysę i zmienne zabarwienie, ale dominują u nich odcienie zieleni i szarości, a u antygorytu pojawia się nawet niebieski odcień. **Chryzotyl** ma włóknisty pokrój, a w związku z tym jedwabisty połysk, natomiast **antygoryt** występuje w postaci drobnych luseczek o doskonałej łupliwości i połysku mato-wo-woskowym lub tłustym. Twardość tych minerałów wynosi od 2 do 3,5. Powstają one na skutek przeobrażenia skał obojętnych, zasadowych i skrajnie melanokratycznych bogatych w magnez, a ubogich w glin, w warunkach hydrotermalnych lub wietrzeniowych. Minerały grupy serpentynu stanowią główny składnik serpentynitów i występują w niektórych zmetamorfizowanych skałach węglanowych.

Staurolit powstaje na skutek przeobrażenia minerałów skał osadowych. Mineral ten ma szklisty połysk, zabarwienie żółte przez czerwono-brunatne do czarnego, twardość 7-7,5 i krótkosłupkowy pokrój. Makroskopowo staurolit na ogół jest nierozpoznawalny, jeśli nie tworzy charakterystycznych kryształów i zbliźniaczeń.

Andaluzyt, **syłimanit** i **dysten** stanowią trzy odmiany polimorficzne tego samego związku chemicznego $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Andaluzyt i syłimanit powstają pod działaniem wy-

sokiej temperatury w warunkach metamorfizmu kontaktowego, natomiast dysten tworzy się w strefie bardzo wysokiego ciśnienia w głębokich facjach metamorfizmu regionalnego. Identyfikacja sylimanitu i andaluzytu wymaga na ogół badań mikroskopowych. Rozpoznawalny jest w niektórych przypadkach dysten, który najczęściej tworzy zabarwione na bladoniebieski kolor płaskie kryształy o zróżnicowanej kierunkowo twardości od 4 do 7,5. Dysten jest ważnym składnikiem łupków mikowych, gnejsów, eklogitów i granulitów, a andaluzyt i sylimanit wchodzi najczęściej w skład hornfelsów i niektórych łupków krystalicznych. Andaluzyt i dysten, dzięki wysokiej odporności na procesy wietrzeniowe, pojawiają się pośród minerałów ciężkich w skałach osadowych.

Cyrkon ($ZrSiO_4$) występuje w niewielkich ilościach w wielu skałach magmowych. Czysty cyrkon jest bezbarwny, ale częściej przyjmuje różnorodne zabarwienia; ma połysk szklisty do diamentowego i niewyraźną łupliwość. Bardzo wysoka twardość cyrkonu (7,5), duży ciężar właściwy ($4,7 \text{ g/cm}^3$) i znaczna odporność chemiczna sprzyjają przechodzeniu tego minerału do skał okruchowych.

Topaz $Al_2F_2SiO_4$ jest składnikiem niektórych kwaśnych skał plutonicznych i związanych z nimi pegmatytów. Identyfikacja tego minerału nie sprawia większych trudności, ponieważ jest on bardzo twardy (8 w skali Mohsa), ma wysoki ciężar właściwy od 3,4 do $3,6 \text{ g/cm}^3$ i szklisty połysk. Od podobnego kwarcu odróżnia go właśnie twardość, słaba łupliwość i wyraźnie większy ciężar właściwy, który bardzo łatwo można ocenić, jeśli weźmie się do ręki fragmenty kwarcu i topazu o podobnych rozmiarach.

Epidoty charakteryzują się pokrojem słupkowym, niekiedy pręcikowym lub igielkowym, połyskiem szklistym, doskonałą jednokierunkową łupliwością, twardością 6-7 i białą rysą. Minerale tej grupy mogą być bezbarwne lub przyjmować zabarwienia od żółtego, przez szary do zielonego i prawie czarnego. Niekiedy na kryształach występują podłużne prążki upodabniające epidoty do turmalinów. Identyfikacja epidotów jest możliwa tylko w przypadku stosunkowo dużych kryształów.

Chloryty krystalizują najczęściej w postaci drobnych łuseczek lub (podobnie, jak łyszczyki) pseudoheksagonalnych kryształów. Często tworzą skupienia kuliste i ziemiste. Chloryty mają kolor zielony do zielonkawocznego, rysę szarą do bladozielonkawej, połysk szklisty do ziemistego i doskonałą łupliwość, zgodną z powierzchnią blaszki. Dają się zarysować paznokciem (twardość 2,5), bywają śliskie lub tłuste w dotyku i łatwo rozdzielają się na giętkie, niesprężyste blaszki. Brak sprężystości odróżnia je od podobnych zielonych łyszczyków. Chloryty występują powszechnie w skałach ultrazasadowych i w skałach metamorficznych facji zieleńcowej, w których stanowią produkt przeobrażeń amfiboli, piroksenów lub łyszczyków. Z uwagi na niską odporność chemiczną na ogół nie przechodzą do skał osadowych.

3.10. Tlenki i wodorotlenki

Wśród tlenków i wodorotlenków jest wiele ważnych minerałów skalotwórczych i złożowych. Do najbardziej rozpowszechnionych w skorupie ziemskiej należą **hematyt, magnetyt, korund, chromit, ilmenit, rutyl, hydrargilit, diaspor, boehmit, goethyt i lepidokrokit** (tab. 9).

Tabela 9. Właściwości wybranych tlenków

Minerał Cechy	Hematyt	Magnetyt	Korund	Ilmenit	Chromit
Skład	Fe_2O_3	Fe_3O_4	Al_2O_3	$FeTiO_3$	$FeCr_2O_4$
Układ krystalograficzny	trygonalny	regularny	trygonalny	regularny	regularny
Pokrój	izometryczny czasem blaszkowy	izometryczny	izometryczny lub słupkowy	tabliczkowy	izometryczny
Barwa lub zabarwienie	czarny lub stalowoszary	czarny	bezbarwny, brązowy	brązowoczarny	czarny
Rysa	wiśniowoczerwona	czarna	biała	brązowoczarna	brunatna
Połysk	półmetaliczny	szklisty lub metaliczny	szklisty	metaliczny	metaliczny lub tłusty
Twardość	5-6	5,5-6	9	5,5-6	5,5
Łupliwość	brak	brak	brak	słaba	brak
Gęstość	$5,2-5,3 \text{ g/cm}^3$	$5,2 \text{ g/cm}^3$	$3,9-4,1 \text{ g/cm}^3$	$4,5-5,0 \text{ g/cm}^3$	$4,5-4,8 \text{ g/cm}^3$

Hematyt i magnetyt w skałach magmowych występują w postaci bardzo drobnych ziaren, których obecność zaznacza się przez zmianę zabarwienia skały. Rozproszony pył hematytowy barwi minerały i skały na kolory różowe, czerwone i brunatne, a ziarna magnetytu nadają skałom zabarwienie czarne i ciemnoszare. Hematyt, jako samodzielny minerał, najczęściej tworzy zbite masy o łupkowej oddzielności, skupienia oolitowe, nacieki, formy nerkowate (tzw. szklane głowy) o promienistej budowie wewnętrznej. Minerał ten dość często krystalizuje również w postaci blaszek przypominających miki (blyszcz żelaza, mika żelazna) lub tworzy drobnoziarniste naloty w szczelinach i spękanach skał, określane jako „śmietana hematytowa”. Na powierzchni większych ziaren pojawia się silny połysk o niebieskawym odcieniu, przypominający powierzchnię stali. Na skutek wietrzenia powierzchnia hematytu pokrywa się pstryim nalotem.

Magnetyt zdecydowanie częściej, zwłaszcza w skałach metamorficznych, buduje automorficzne kryształy w postaci regularnych ośmiościanów i dwunastościanów o lśniąco czarnej powierzchni. Częściej jednak można go zaobserwować w skałach w formie czarnych, ziarnistych skupień o stalowoniebieskawym połysku. Magnetyt charakteryzuje się silnym magnetyzmem, obserwowalnym nawet w skałach, w których zawartość tego minerału nie przekracza kilku procent.

Obydwa minerały są łatwo rozpoznawalne na podstawie wysokiego ciężaru właściwego, czarnej barwy, rysy czarnej u magnetytu i czerwono-wiśniowej u hematytu, braku łupliwości, wysokiej twardości oraz właściwości magnetycznych (tylko magnetyt).

Magnetyt i hematyt są najważniejszymi minerałami rudnymi żelaza, występującymi zarówno w skałach magmowych, jak i metamorficznych.

Korund w znacznie mniejszym stopniu uczestniczy w budowie skał aniżeli tlenki żelaza. Występuje w postaci beczułkowatych kryształów o prążkowanej powierzchni

dolnej i górnej. Czysty korund jest bezbarwny, ale najczęściej przyjmuje zabarwienie brązowe. Zdecydowanie lepiej są znane szlachetne odmiany korundu, tj. czerwony rubin i niebieski szafir, wykorzystywane jako kamienie szlachetne.

Rozpoznawanie korundu jest bardzo proste, ponieważ jest to drugi pod względem twardości minerał. Jednoznaczny wynik daje próba zarysowania topazem. Oprócz korundu tylko diament nie daje się nim zarysować.

Rutyl (TiO_2) i **ilmenit** są eksploatowane jako ważne minerały rudne tytanu. Ilmenit rzadko tworzy prawidłowe tabliczkowe kryształy i najczęściej występuje w postaci masywnych ziarnistych skupień. Rutyl cechuje się bardzo silnym diamentowym połyskiem i doskonałą łupliwością. Najczęściej występuje w postaci słupkowych lub igielkowych kryształów (ryc. 5d) z podłużnymi prążkami na ściankach.

Chromit najczęściej jest związany ze skałami magmowymi ultrazasadowymi i zasadowymi oraz skrajnie melanokratycznymi. Obecność tego minerału stwierdzono również w meteorytach. Chromit tworzy najczęściej czarne, ziarniste, zbite masy. Na pierwszy rzut oka jest ludzko podobny do magnetytu, ale odróżnia go brak cech magnetycznych i brunatna (a nie czarna, jak u magnetytu) rysa.

Tlenki i wodorotlenki glinu należą do podstawowych składników skał alitowych — zwłaszcza laterytów i boksytów. Grupa ta obejmuje m.in.: hydrargilit, diaspor i boehmit. Makroskopowe rozpoznanie tych minerałów jest niemożliwe. Tworzą one drobnoziarniste agregaty, zabarwione zwykle na czerwono lub żółto związkami trójwartościowego żelaza.

Drobnoziarnisty agregat nierozróżnialnych makroskopowo **tlenków i wodorotlenków żelaza to limonit**. Najważniejszymi składnikami limonitu są goethyt i lepidokrokity. Minerale te mają barwy krwistoczerwone, ciemnoczerwone lub brunatnoczarne i rdzawą rysę. Twardość limonitu waha się w granicach od 4 do 5. Częściej występujący **goethyt** jest prawie czarny, ma doskonałą łupliwość i występuje najczęściej w postaci ziarnistych agregatów, a niekiedy także wydłużonych igielkowatych kryształów, zgrupowanych w **promieniste lub włókniste skupienia**. Tlenki i wodorotlenki żelaza powstają w niskotemperaturowych procesach hydrotermalnych oraz środowiskach osadów morskich, jeziornych, bagiennych i darniowych. W wielu regionach świata ruda darniowa, złożona głównie z limonitu, stanowiła w przeszłości podstawowy surowiec w hutnictwie żelaza.

3.11. Siarczki

Piryty i **markasyt** są dwiema odmianami polimorficznymi siarczku żelaza (FeS_2). Piryt krystalizuje najczęściej w postaci sześciangu, którego ścianki bywają pokryte wyraźnymi prążkami. Od bardzo podobnego pirotynu i chalkopiryty odróżnia go wyższa twardość oraz forma kryształów (tab. 10). Markasyt zdecydowanie rzadziej występuje w postaci dużych kryształów. Typowe dla niego są skupienia drobnoziarniste, naciekowe, nerkwate i promieniste. Piryt i markasyt łatwo utleniają się i przechodzą w limonit.

Tabela 10. Właściwości pospolitych minerałów z grupy siarczków

Minerał	Piryty	Markasyt	Galenit	Sfaleryt	Chalkopiryt
Cecha	FeS_2	FeS_2	PbS	ZnS	CuFeS_2
Skład	FeS_2	FeS_2	PbS	ZnS	CuFeS_2
Układ krystalograficzny	regularny	rombowy	regularny	regularny	tetragonalny
Pokrój	izometryczny	tabliczkowy, słupkowy	izometryczny	izometryczny	izometryczny
Barwa lub zabarwienie	złoty, mosiężno-żółty	szażółty, stalowozielony	ołowianoszara do srebrzystej	żółty, brunatny, czarny	złotozielonkawa (mosiężno-żółta)
Rysa	czarna	zielenoczarowa	szara	żółta lub brązowa	zielenoczarowa
Połysk	metaliczny	metaliczny	metaliczny	diaamentowy lub półmetaliczny	metaliczny
Twardość	6-6,5	6	2,5	3,5	3,5-4,0
Łupliwość	brak	niewyraźna	doskonała w 3 kierunkach	doskonała w 6 kierunkach	niewyraźna
Gęstość	5,0-5,2 g/cm ³	4,8-4,9 g/cm ³	7,2-7,6 g/cm ³	3,9-4,2 g/cm ³	4,2-4,3 g/cm ³

Na powierzchni **chalkopiryty** pojawiają się często wyraźne zabarwienia naleciałe: błękitne do różowofioletowych i tęczowe. Niska twardość tego minerału pozwala na łatwe zarysowanie go nożem, a nawet zwykłym gwoździem. Chalkopiryt zawiera często domieszki złota i srebra. Jest to najważniejszy minerał rudny miedzi, z którego pozyskuje się ok. 80% produkcji pierwotnej tego metalu.

Sfaleryt i **galenit** powstają w podobnych warunkach — najczęściej w utworach hydrotermalnych. W strukturze sfalerytu mogą występować domieszki żelaza. Ubogie w żelazo odmiany sfalerytu są przejrzyste lub przeświecające, natomiast bogate w żelazo — nieprzezroczyste. Domieszka żelaza wywiera wpływ również na kolor rysy, który zmienia się od żółtego aż po brązowy. Galenit jest zupełnie nieprzezroczysty i występuje bądź w postaci sześciennych lub ośmiościennych kryształów, bądź ziarnistych, zbitych skupień. Obydwa minerały są bardzo kruche.

3.12. Fosforany

Fosforany odgrywają stosunkowo niewielką rolę w budowie skorupy ziemskiej. Najliczniej występują: **kolofanit** (bezpостaciowy), **frankolit** (skrytokrystaliczny) i **apatyt** $\text{Ca}_5\text{F}[\text{PO}_4]_3$, stanowiące podstawowe składniki kongrecji fosforytowych. Apatyt w większych ilościach wchodzi także w skład niektórych skał plutonicznych (masywy magmowe na Półwyspie Kolskim) i żyłowych.

Apatyt krystalizuje w układzie heksagonalnym. Kryształy przyjmują pokrój słupowy lub płytkowy. Czysty apatyt jest bezbarwny, ale często ulega zabarwieniu na jasne ko-

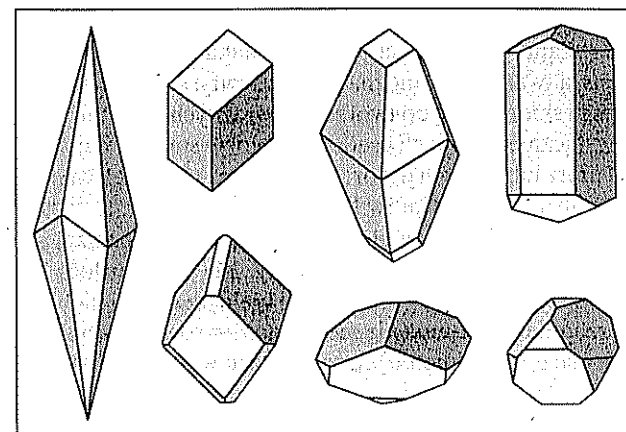
lory (zielony, niebieski, brązowy, purpurowy). Apatyt ma połysk szklisty lub zbliżony do żywicznego, twardość 5 i bardzo słabą łupliwość, zgodną z powierzchnią bazalną kryształu. Zbudowane z apatytu i innych fosforanów wapnia fosforyty w stanie suchym po wzajemnym potarciu wydzielają zapach podobny do spalonej główki zapalki.

3.13. Węglany

Kalcyt i **aragonit** stanowią dwie odmiany polimorficzne węglanu wapnia. Kalcyt tworzy kryształy w kształcie romboedru lub skalenoedru (ryc. 12), ale w skałach występuje zazwyczaj w postaci ksenomorficznych ziaren, zbliżonych pokrojem do romboedru (tab. 11). Kryształy kalcytu są przezroczyste i cechują się wysoką dwójłomnością. Najlepszą cechą rozpoznawczą kalcytu jest **intensywna reakcja z rozcieńczonym HCl, niewielka twardość** i postać kryształów. Ksenomorficzne ziarna kalcytu i aragonitu są trudno rozróżnialne. Aragonit tworzy jednak charakterystyczne zbliżniaczenia oraz skupienia oolitowe i krzaczaste (tzw. kwiat żelaza), które u kalcytu należą do rzadkości.

Kalcyt jest powszechny w osadowych i metamorficznych skałach węglanowych; bywa także obecny w niektórych skałach magmowych. Aragonit występuje właściwie tylko w młodych skałach osadowych, gdyż wraz z czasem ulega rekrytalizacji (zwłaszcza w wyższej temperaturze) i przechodzi w kalcyt.

Dolomit ma właściwości bardzo zbliżone do kalcytu. Jego podstawową postacią jest romboedr, ale o charakterystycznym siodełkowatym kształcie, spowodowanym nierównomiernym przyrostem ścian. Reakcję z HCl można zaobserwować dopiero po



Ryc. 12. Przykładowe postacie kryształów kalcytu

sproszkowaniu mineralu (najlepiej przez zarysowanie) lub po podgrzaniu kwasu. Dolomit występuje najczęściej w skałach osadowych, ale jest też w stanie przetrwać warunki metamorfizmu niskiego stopnia.

Sydyryt ma niewielkie znaczenie skalotwórcze. Najczęściej tworzy skupienia ziarniste i zbite, zbudowane z bardzo małych ziaren mineralu. Reakcja z rozcieńczonym HCl przebiega bardzo wolno i wymaga podwyższonej temperatury. W miejscu reakcji kwas solny powoli zabarwia się na żółto, od nowo powstałego FeCl_2 . Produktem wietrzenia sydyrytu są tlenki żelaza.

Azuryt $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ i **malachit** $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$ powstają w strefie wietrzenia siarczkowych rud miedzi. Obydwa rzadko tworzą duże kryształy, a zdecydowanie częściej skupienia naciekowe (np. nerkowate i groniaste) oraz zbite i ziemiste. Malachit i azuryt mają szklisty połysk, twardość 4, gęstość prawie 4 g/cm^3 i intensywnie reagują z rozcieńczonym HCl. Opisywane minerały różnią się zasadniczo barwą i rysą. Malachit ma barwę i rysę intensywnie szmaragdowozielone, azuryt zaś ciemnoniebieskie (prawie granatowe).

3.14. Siarczany

Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ krystalizuje w układzie jednoskośnym, tworząc ziarna o pokroju tabliczkowym, rzadziej igielkowym. Ma on **twardość 2, doskonałą łupliwość** wzdłuż największej ściany, która umożliwia odłupywanie cienkich warstewek i gęstość ok. $2,3\text{-}2,4 \text{ g/cm}^3$. Czysty gips jest bezbarwny (selenit), ale częściej przyjmuje zabarwienie białe, szare, żółtawe lub miodowe. Ścianki i powierzchnie łupliwości gipsu mają połysk szklisty do perłowego (rzadziej), czasem także lekko tłusty lub jedwabisty (gips włóknisty). Cienkie płytki i igielki gipsu są giętne, ale nie sprężyste. Bardzo charakterystyczne są podwójne bliźniaki (tzw. jaskółcze ogony) oraz skupienia powstałe w gruncie na sku-

Tabela 11. Właściwości ważniejszych skalotwórczo węglanów

Minerał	Kalcyt	Dolomit	Sydyryt	Aragonit
Cecha				
Skład	CaCO_3	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	FeCO_3	CaCO_3
Układ krystalograficzny	trygonalny	trygonalny	trygonalny	rombowy
Pokrój	plytkowy lub krótkosłupkowy	plytkowy lub izometryczny	plytkowy lub izometryczny	tabliczkowy lub słupkowy
Barwa lub zabarwienie	bezbardwy lub zabarwiony na jasne kolory	bezbardwy lub biały, szary, żółtawy, brązowy	biały, żółty, brunatny do rdzawego	bezbardwy, biały lub żółty
Rysa	biała do szarawej	biała	biała	biała
Połysk	szklisty	szklisty, rzadziej perłowy	szklisty, rzadziej perłowy	szklisty, tłusty lub jedwabisty
Twardość	3	3,5-4	3,5-4	3,5-4
Łupliwość	doskonała w 3 kierunkach zgodnych ze ścianami romboedru (typowej postaci kryształów)			słaba
Gęstość	$2,6\text{-}2,8 \text{ g/cm}^3$	$2,85\text{-}3,2 \text{ g/cm}^3$	$3,7\text{-}3,9 \text{ g/cm}^3$	$2,9\text{-}3,0 \text{ g/cm}^3$

tek odparowywania roztworów w klimatach suchych — tzw. róże pustyni. Masywna, drobnoziarnista odmiana gipsu znana jest jako alabaster. Od podobnego anhydrytu gips różni się mniejszą twardością (można go łatwo zarysować paznokciem), mniejszym ciężarem właściwym i skłonnością do tworzenia wyraźnych kryształów. Gips ma znaczenie skalotwórcze wyłącznie w skałach osadowych, gdzie stanowi najczęściej produkt odparowywania wód mórz lub słonych jezior. Powstaje też na skutek wietrzenia minerałów siarczkowych i krystalizacji z roztworów hydrotermalnych.

Anhydryt CaSO_4 krystalizuje w układzie rombowym w postaci romboedrów, ale częściej tworzy zbite drobnokrystaliczne agregaty. Ma on twardość 3,5-4, gęstość ok. $2,9 \text{ g/cm}^3$, połysk szklisty lub perłowy i zazwyczaj białe, szare lub niebieskawe zabarwienie. Anhydryt nie reaguje z kwasem i nie można go zarysować paznokciem. Mineral ten łatwo ulega hydratacji (uwodnieniu), przechodząc w gips. Zwiększa wtedy objętość o ok. 20%, co prowadzi do powyginięcia warstwek anhydrytu w charakterystyczne „trzewiowce”.

Baryt BaSO_4 powstaje najczęściej z roztworów hydrotermalnych i tworzy żyły razem z m.in. kalcytem, fluorytem, kwarcem i minerałami rudnymi. Mineral ten jest bezbarwny lub zabarwiony na białe, żółto albo kremowo, ma szklisty połysk, bardzo wysoki ciężar właściwy $4,5 \text{ g/cm}^3$ (odróżniający go od innych jasnych minerałów), twardość 3-3,5 i dobrą łupliwość.

3.15. Halogenki

Halit NaCl krystalizuje w układzie regularnym w postaci sześcianu, ale tworzy też skupienia ziarniste, naciekowe, niekiedy także włókniste. Ma on łupliwość doskonałą zgodną ze ścianami sześcianu, twardość 2-2,5, gęstość $2,1-2,2 \text{ g/cm}^3$, szklisty połysk i słony smak. Kryształy halitu są bezbarwne lub zabarwione na bardzo różne, zwykle jasne kolory (białe, szare, żółte, niebieskie, czerwone). Halit powstaje najczęściej na skutek krystalizacji z wód słonych jezior i mórz. Tworzy także wykwyty na obszarach suchych.

Sylwin KCl ma właściwości niemal identyczne z halitem. Różni się od niego tylko nieco niższą twardością 1,5-2 i gęstością $1,98 \text{ g/cm}^3$ oraz większą higroskopijnością i ostrym, piekącym smakiem. Sylwin w wilgotniejsze dni chłonie wilgoć z powietrza tak, że jego powierzchnia staje się wilgotna, natomiast w suche dni woda odparowuje, pozostawiając na powierzchni okazji bardzo drobne kryształy tego mineralu. W związku z tym powierzchnia okazów sylwinu szybko matowieje. Sylwin wykorzystuje się do produkcji związków potasu i nawozów sztucznych.

Karnalit $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ tworzy zwykle zbite, drobnokrystaliczne skupienia o twardości 1-2 i szklistym lub tłustym połysku. Czysty karnalit jest bezbarwny, ale często bywa zabarwiony na białe, niebiesko lub czerwono. Mineral ten nie ma łupliwości i jest tak higroskopijny, że może rozpuścić się w wodzie wchłoniętej z powietrza. W odróżnieniu od sylwinu, świeże odłamki karnalitu skrzypią pod naciskiem noża.

Fluoryt CaF_2 krystalizuje w układzie regularnym w postaci najczęściej sześcianu lub ośmiościanu, często tworzy bliźniaki krzyżowe oraz skupienia ziarniste, ma twar-

dość 4 i doskonałą łupliwość zgodną ze ścianami oktaedru. Czysty fluoryt jest bezbarwny, ale przyjmuje zwykle zróżnicowane zabarwienia od żółtego, różowego, zielonego i niebieskiego aż po czarny.

3.16. Pierwiastki rodzime

Spśród pierwiastków rodzimych znaczenie skalotwórcze mają właściwie tylko grafit i siarka rodzima. **Grafit** ma twardość 1-2 (powierzchnia brudzi palce i jest tłusta w dotyku), doskonałą jednokierunkową łupliwość, czarną lub ciemnoszarą barwę i rysę oraz metaliczny połysk (bywa też matowy). Występuje głównie w łupkach krystalicznych i kontaktowo przeobrażonych wapieniach. Znalaziono go również w meteorytach.

Siarka rodzima stanowi produkt ekshalacji wulkanicznych lub rozkładu gipsu przy udziale węglowodorów i bakterii. Podstawową cechą rozpoznawczą siarki jest specyficzna żółta barwa i jasnożółta rysa oraz niska twardość 1,5-2. Na ściankach kryształów występuje połysk diamentowy, a na przełomie — tłusty (siarka nie ma łupliwości).

3.17. Minerały wtórne

Minerały wtórne powstają na skutek procesów zachodzących w ukształtowanej już skale. Mogą one stanowić efekt oddziaływania procesów pomagmowych, np. działalności hydrotermalnej. Znacznie częściej jednak ich powstanie jest uwarunkowane przebiegiem procesów wietrzenia chemicznego. Procesy pomagmowe umożliwiają niekiedy powstawanie dużych, dobrze wykształconych kryształów, które możemy identyfikować na podstawie opisanych wcześniej cech. W trakcie wietrzenia istnieją warunki do tworzenia się przede wszystkim drobnych ziarenek i nalców, których rozpoznanie metodami makroskopowymi jest niemożliwe. Jako minerały wtórne mogą występować m.in. chloryty, epidoty, sercyt, chryzotyl i antygoryt, opal, chalcedon, kalcyt, baryt, dolomit, kwarc i wiele innych. Szczególne bogactwo minerałów wtórnych występuje w strefach wietrzenia żył kruszcowych.

PYTANIA KONTROLNE

1. Określ podstawowe cechy rozpoznawcze kwarcu.
2. Jakimi cechami należy się posłużyć, aby odróżnić halit od kalcytu?
3. Które spośród wymienionych minerałów nie zawierają w składzie żadnego z czterech najczęściej reprezentowanych w skorupie ziemskiej pierwiastków: kalcyt, gips, halit, oliwin, turmalin, kwarc, ortoklaz, topaz, fluoryt, biotyt, augit, magnetyt, grafit?
4. Wymień co najmniej trzy pospolite minerały podobne do turmalinów. Jakie cechy wykorzystasz, aby uniknąć pomylenia każdego z nich z turmalinem (dla każdego mogą być inne)?
5. Wyjaśnij dlaczego kwarc w skałach plutonicznych tworzy niemal wyłącznie ziarna ksenomorficzne.

- Opisz cechy diagnostyczne umożliwiające odróżnienie skałeni od dolomitu i oliwinów.
- Jak odróżnić skałenie potasowe od plagioklazów? Czy zawsze jest to możliwe? Odpowiedź uzasadnij.
- Dlaczego amfibole i biotyt nie krystalizują w warunkach wulkanicznych? Jak wytłumaczysz obecność tych minerałów w niektórych skałach wylewnych?

ĆWICZENIA

- Przeprowadź test z kwasem solnym na różnych minerałach węglanowych (w postaci kryształów i proszku). Jakie różnice dostrzeżesz?
- Rozpoznaj minerały o właściwościach podanych w poniższej tabeli: A. KWARC, B. SKALENIE, C. OLIWIN, D. BIOTYT, E. TALC

Cecha	A	B	C	D	E
Twardość	7	6	4	2,5	1
Barwa lub zabarwienie	bezbardwy	czarny	jasnozielony	czarny	bladzielony
Rysa	biala	biala	biala	biala	biala
Połysek	szklisty i tłusty	szklisty	szklisty	szklisty, półmetaliczny	perłowy
Pokrój	izometryczny	krótkosłupowy	izometryczny	blaszkowy	blaszkowy
Lupliwość	brak	doskonała dwukierunkowa	doskonała czterokierunkowa	doskonała jednokierunkowa	doskonała jednokierunkowa

3. Uzupełnij poniższą tabelę.

Minerał	...skalenie...	...dolomit...	...oliwin...	...biotyt...	...talc...
Twardość	6	3	7	6	2
Barwa lub zabarwienie	różowy	szary	czerwony	zielonocarny	bezbardwy
Rysa	biala	biala	...	biala	biala
Połysek	szklisty	...	szklisty	...	szklisty, perłowy
Pokrój	tabliczkowy	plytkowy, izometryczny	izometryczny	słupkowy	...
Lupliwość	...	doskonała trójkierunkowa	brak	doskonała dwukierunkowa	doskonała jednokierunkowa
Inne cechy	często bliźniaki podwójne	burzliwa reakcja z HCl	częsty automorfizm	składnik gabra	tworzy „róże pustyni”



Skały magmowe

Skały magmowe są to skały powstałe na skutek zakrzepnięcia stopu krzemianowego w głębi Ziemi lub na jej powierzchni. Ze względu na miejsce krystalizacji wyróżnia się skały magmowe **plutoniczne** (głębinowe) i **wulkaniczne**. Używanie nazwy skały wylewne jako synonimu skał wulkanicznych jest nieuzasadnione i fałszywie sugeruje efuzywnie pochodzenie wszystkich skał wulkanicznych. Ze względu na formę występowania i stosunek do skał otaczających wyróżnia się trzecią grupę skał magmowych, tj. **skały żyłowe**. Kryterium wyróżniania tej grupy skał jest mało precyzyjne. Skały żyłowe, ze względu na głębokość krystalizacji, mogą upodabniać się budową wewnętrzną zarówno do skał plutonicznych, jak i wulkanicznych, i ich jednoznaczne przypisanie do powyższej grupy musi opierać się na obserwacjach terenowych. W związku z powyższym mogą one być klasyfikowane jako odmiany skał plutonicznych lub wulkanicznych.

Wątpliwości budzi także przynależność systematyczna skał utworzonych podczas gwałtownych erupcji wulkanów, w trakcie których materiał jest wyrzucany w powietrze. Skały, które powstały bezpośrednio z lawy i przed złożeniem na powierzchni Ziemi przemieszczały się w powietrzu, są określane jako **skały piroklastyczne** i zazwyczaj są zaliczane do skał osadowych. Wśród nich występuje jednak grupa skał, które powstały przy udziale tzw. chmur gorąca (lub chmur gorejących) i na powierzchni gruntu utworzyły półpłynną masę, która zastygła dopiero po złożeniu — **ignimbryty**. Takich skał nie sposób włączyć razem z innymi skałami piroklastycznymi do materiału osadowego.

4.1. Skład mineralny skał magmowych

W skałach magmowych występuje powszechnie stosunkowo niewiele minerałów, ale, ze względu na dominację tej grupy skał w budowie skorupy ziemskiej, stanowią one jej najważniejszy składnik. Wiele minerałów skał magmowych, dzięki odporności na działanie czynników egzogenicznych lub wysokiego ciśnienia i temperatury, wchodzi w skład skał osadowych (np. kwarc, magnetyt) i metamorficznych (kwarc, skałenie, muskowi, granaty).

Występowanie minerałów zależy od składu magmy i warunków krystalizacji. Właśnie dlatego nie jest możliwe współwystępowanie niektórych minerałów, np. kwarcu i skaleniewicz lub kwarcu i oliwinów. Skaleniewicz i oliwiny krystalizują wyłącznie z magmy o niedoborze krzemionki, podczas gdy powstawanie kwarcu jest uwarunkowane istnieniem nadmiaru krzemionki, która nie została związana w innych minerałach. W obecności SiO_2 zamiast skaleniewicz powstałyby skalenie, a zamiast oliwinów pirokseny. Minerale uwodnione (np. miki i amfibole) nie mogą powstawać z law krzepnących na powierzchni Ziemi. Jest to spowodowane ucieczką do atmosfery składników lotnych, wśród których znajduje się również para wodna, niezbędna do powstania wyżej wspomnianych minerałów.

Minerale występujące w skałach magmowych, ze względu na udział w ich budowie, podzielono na trzy podstawowe grupy. **Minerale główne** stanowią najważniejsze składniki skał magmowych, decydujące o ich przynależności systematycznej. **Minerale poboczne** występują powszechnie w wielu typach skał magmowych, ale w tak małych ilościach, że nie mają wpływu na ich systematykę. **Minerale akcesoryczne** są co prawda rzadsze od pobocznych, ale w niektórych typach skał występują na tyle licznie, że mogą wspomagać klasyfikację.

Minerale główne w skałach plutonicznych tworzą zazwyczaj stosunkowo duże ziarna, możliwe do makroskopowej identyfikacji. Do minerałów głównych są zaliczane **skalenie, kwarc, pirokseny, miki, oliwiny, amfibole i skaleniewicz**. Krystalizacja minerałów głównych następuje w przedziale temperatury od ok. 1200°C do poniżej 700°C .

Minerale poboczne, takie jak **piryt, magnetyt, hematyt, apatyt, cyrkon, tytanit, rutyl i ilmenit**, mają mały udział w budowie skał magmowych. Najczęściej występują one w postaci kryształów niedostrzegalnych gołym okiem. Mogą być rozsiane równomiernie w całej skale, bądź tworzyć wrostki w niektórych minerałach. Obecność minerałów pobocznych wpływa niekiedy na zabarwienie skały, np. czarny lub ciemnoszary bazalt zawdzięcza barwę rozproszonym kryształom magnetytu, a czerwone lub brązowe granitoidy i riolitoidy drobnym ziarnom hematytu.

Minerale akcesoryczne występują tylko w niektórych typach skał magmowych, ale zwykle w postaci dużych kryształów (takich jak minerale główne w danej skale). Do tej grupy są zaliczane **granaty, turmaliny, beryl, korund i chromit**. Minerale te są na ogół rozpoznawalne makroskopowo. Ich udział w budowie skał bywa niekiedy tak duży, że pozwala wyróżnić specjalne odmiany petrograficzne, np. granity turmalinowe.

Minerale główne, poboczne i akcesoryczne powstawały bezpośrednio ze stopu krzemianowego podczas jego stygnięcia i dlatego określamy je jako **minerale pierwotne** skał magmowych. W późniejszych procesach mogły pojawić się bardzo zróżnicowane **minerale wtórne**. Powstają one na skutek przeobrażeń minerałów pierwotnych podczas procesów pomagmowych i wietrzeniowych. Procesy pomagmowe umożliwiają powstawanie niekiedy dużych, dobrze wykształconych kryształów, których makroskopowe rozpoznanie nie powinno nastręczać większych trudności. Wietrzenie chemiczne pozwala na ogół na powstawanie tylko drobnych ziaren i nalotów, niemożliwych do identyfikacji metodami makroskopowymi.

Minerale wtórne nie wpływają na klasyfikację skały. Do grupy tej są zaliczane m.in. minerale ilaste, chloryty, epidoty, serpentyn, serycyt, opal, chalcedon, baryt, dolomit, kalcyt i wiele innych. W charakterze minerałów wtórnych mogą również występować niektóre minerale główne, np. kwarc, albit i hornblenda.

4.2. Budowa wewnętrzna skał magmowych

Budowa wewnętrzna określa **sposób wykształcenia i rozmieszczenia składników** w skale magmowej i zależy od składu chemicznego oraz od warunków fizyczno-chemicznych i ich zmian podczas krzepnięcia magmy. Do budowy wewnętrznej są zaliczane cechy strukturalne i teksturalne. **Struktura opisuje sposób wykształcenia składników** w skale, a **tekstura ich ułożenie i rozmieszczenie**. Pojęcia te są różnie rozumiane w różnych dziedzinach nauk o Ziemi, a nawet w różnych ośrodkach naukowych. W sedymentologii na przykład i w literaturze anglojęzycznej znaczenie tych pojęć jest odwrotne w stosunku do przedstawionego powyżej.

Struktura określa stopień krystaliczności skały, wielkość i kształt kryształów oraz wzajemne stosunki pomiędzy składnikami w skale.

Stopień krystaliczności stanowi podstawę do wyróżnienia **struktury hialinowej, holokrystalicznej i hipokrystalicznej**.

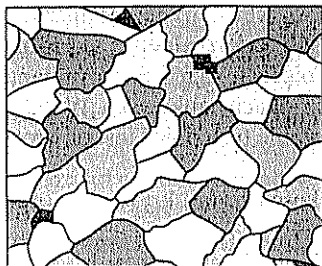
Skały o **strukturze hialinowej (szklistej)** są zbudowane ze szkliwa, powstającego w czasie gwałtownego stygnięcia stopu krzemianowego. Struktura ta występuje zatem wyłącznie w skałach wulkanicznych. Dodatkowymi warunkami, sprzyjającymi powstawaniu struktury szklistej, są wysoka zawartość krzemionki i mały udział składników lotnych. Stop krzemianowy o takim składzie ma podwyższoną lepkość, co w znacznym stopniu utrudnia krystalizację. Struktura szklista jest nietrwała i stopniowo ulega krystalizacji (proces dewitryfikacji), przechodząc w strukturę felzytową. Na tempo dewitryfikacji znacząco wpływa podwyższenie temperatury i ciśnienia. Typową skałą o strukturze hialinowej jest obsydian, który na terenie Polski nie występuje. Obsydian charakteryzuje się wysoką twardością, muszlowym przełamem i skłonnością do tworzenia ostrokrawędzistych odlupków.

Struktura holokrystaliczna (pełnokrystaliczna) cechuje się występowaniem wszystkich minerałów w postaci kryształów. Takie wykształcenie ziaren wymaga stosunkowo powolnej krystalizacji i występuje głównie w skałach plutonicznych oraz w głębiej powstających skałach żyłowych. W skałach wulkanicznych struktura holokrystaliczna ma często wtórny charakter i zawdzięcza powstanie rekrytalizacji szkliwa, stanowiącego pierwotnie podstawowy, bądź uboczny składnik skały. Powstała w ten sposób struktura holokrystaliczna określana jest jako felzytowa.

Pośrednią pozycję zajmuje **struktura hipokrystaliczna**, czyli częściowo krystaliczna. Cechuje się ona występowaniem obok siebie zarówno składników krystalicznych, jak i szkliwa. Struktura hipokrystaliczna występuje w skałach wulkanicznych i krzepnących na niewielkiej głębokości skałach żyłowych. Jej obecność świadczy o zmianie warunków w trakcie krystalizacji. Stwierdzenie występowania domieszki szkliwa w skałach magmowych wymaga badań mikroskopowych.

Na podstawie **wielkości składników** wyróżnia się trzy typy struktur.

1. Struktury fanerokrystaliczne, albo jawnokrystaliczne, zawierające wyłącznie ziarna dostrzegalne gołym okiem. W celu uniknięcia subiektywizmu w ocenie przyjęto, że dolną granicą wielkości ziaren w skałach o tej strukturze powinno być 0,5 mm. Każdą strukturą fanerokrystaliczną musi być jednocześnie holokrystaliczna. Struktury fanerokrystaliczne wymagają powolnej krystalizacji, co jest możliwe tylko w warunkach plutonicznych i w głębszych intruzjach o charakterze żyłowym. Dalszy podział tej grupy struktur opiera się na zróżnicowaniu wielkości ziaren. Wyróżniane są **struktury równoziarniste** (ryc. 13), w których wszystkie kryształy są podobnych rozmiarów (odchyle-



Ryc. 13. Struktura równoziarnista (wg J. Głazka)

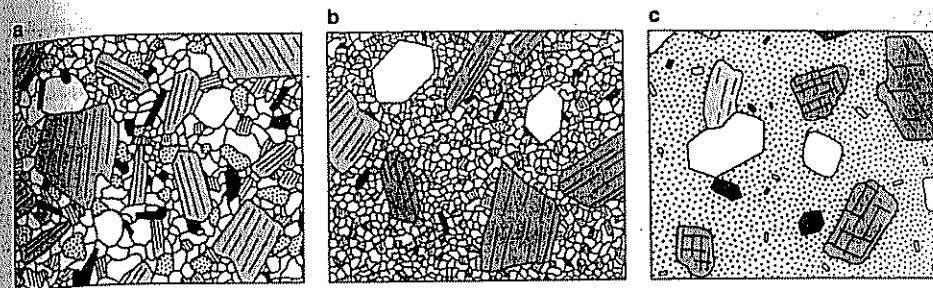
nie od średniej wielkości nie powinno przekraczać 30%) oraz **nierównoziarniste**, w których występują znaczne różnice w wielkości kryształów. Podział struktur równoziarnistych opiera się na przeciętnej wielkości ziaren:

- **struktura bardzo gruboziarnista** — o przeciętnych rozmiarach ziaren > 30 mm,
- **gruboziarnista** — 5-30 mm,
- **średnioziarnista** — 1-5 mm,
- **drobnoziarnista** < 1 mm (powyżej 0,5 mm).

Wielkość ziaren, wchodzących w skład skały magmowej zależy głównie od tempa krystalizacji, a zatem od głębokości, na jakiej ten proces się odbywał. Im głębiej powstawała dana skała, tym większe kryształy będą wchodziły w jej skład. Dodatkowy wpływ na rozmiary ziaren mogła wywrzeć kolejność krystalizacji poszczególnych minerałów.

Podział **struktur nierównoziarnistych** wynika z rozkładu wielkości ziaren. W skałach o **strukturze porfirowatej** występują obok siebie ziarna o bardzo zróżnicowanych rozmiarach — od ledwie widocznych gołym okiem, aż po kilku-, a nawet kilkunastocentymetrowe. Wskazuje to na stopniową zmianę warunków krystalizacji. Dla skał o **strukturze fanerokrystaliczno-porfirowej** jest charakterystyczne występowanie dwóch grup kryształów, różniących się zdecydowanie rozmiarami (ryc. 14). Powyższa dysproporcja dowodzi istnienia dwóch etapów krystalizacji, różniących się znacznie warunkami. Obydwa rodzaje struktur nierównoziarnistych występują głównie w skałach żyłowych oraz w niektórych skałach plutonicznych.

2. Struktura afanitowa. Skały o strukturze afanitowej, czyli niewidoczno-kryształicznej, są zbudowane z ziaren niedostrzegalnych gołym okiem oraz mogą zawierać do-



Ryc. 14. Struktury nierównoziarniste skał magmowych (wg J. Głazka)

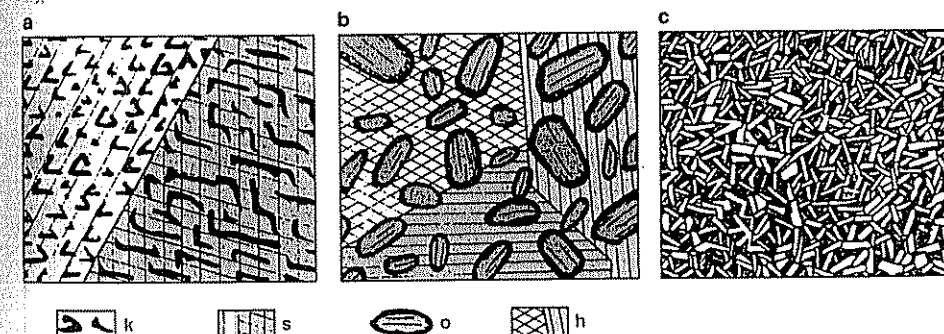
a — porfirowata, b — fanerokrystaliczno-porfirowa, c — porfirowa

mieszkę bezpostaciowego szkliwa. Tego typu struktura świadczy o bardzo szybkiej krystalizacji stopu magmowego na powierzchni lub płytko pod nią (skały wulkaniczne i subwulkaniczne).

3. Struktura porfirowa cechuje się występowaniem dobrze wykształconych, widocznych gołym okiem kryształów (fenokryształów albo prakryształów), tkwiących w afanitowej masie skalnej (ryc. 14). Prakryształy powstały we wcześniejszym, głębokim etapie krystalizacji. Następnie, razem z płynną jeszcze częścią stopu krzemianowego, wydostały się na powierzchnię, gdzie nastąpił drugi etap krystalizacji. Podwyższenie temperatury stopu krzemianowego, zachodzące podczas erupcji wulkanicznej, powoduje często obtopienie naroży i krawędzi fenokryształów oraz ułatwia ich korozję.

Wzajemne stosunki pomiędzy składnikami w skałach magmowych posłużyły do wyróżnienia **struktur specjalnych**. Niektóre z nich można zidentyfikować makroskopowo (ryc. 15).

Struktura pismowa powstaje w trakcie jednoczesnej krystalizacji skaleni potasowych i kwarcu. Ziarna kwarcu tworzą wówczas jednakowo zorientowane wrostki w kryształach skaleni. Wrostki te mają podłużny, klinowaty kształt i przypominają nieco pismo klinowe. Struktura pismowa występuje w pegmatytach.



Ryc. 15. Struktury specjalne skał magmowych (wg J. Głazka)

a — pismowa (s — skalenie z zaznaczonymi szczelinami lupliwości, k — wrostki kwarcu), b — poikilitowa (o — oliwin, h — hornblenda), c — ofitowa

Struktura ofitowa (diabazowa) cechuje się występowaniem automorficznych, wydłużonych kryształów plagioklazów, rozrzuconych bezładnie wśród ksenomorficznych ziaren piroksenów. Pirokseny wietrzeją szybciej niż plagioklasy, co sprawia, że na powierzchni skały o strukturze ofitowej plagioklasy tworzą wystającą, białą lub jasnoszarą siateczkę najczęściej z trójkątnymi oczkami. Struktura ta występuje w skałach żyłowych i niektórych głębinowych.

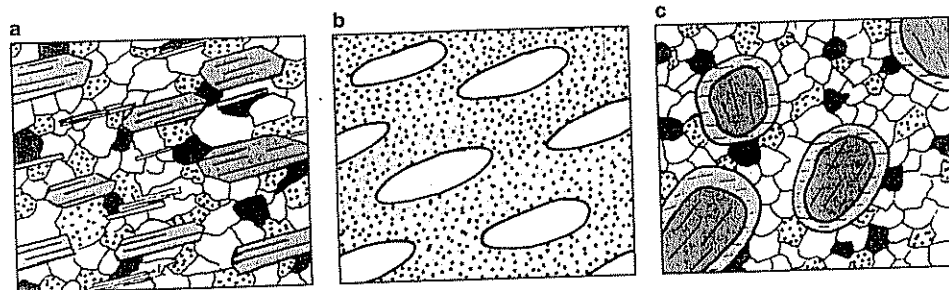
Struktura poikilitowa tworzy się na skutek zróżnicowania tempa krystalizacji różnych minerałów. Ziarna powstałych stosunkowo wcześniej minerałów zostają uwiecznione w kryształach ukształtowanych później, ale cechujących się szybszym tempem narastania. Makroskopowo strukturę tę charakteryzuje obecność licznych, drobnych i przypadkowo zorientowanych ziaren, tkwiących w większych kryształach innych minerałów.

Tekstura opisuje sposób ułożenia i rozmieszczenia składników w skale. Zależy ona głównie od dynamiki krzepnącego stopu i, w małym stopniu, od składu magmy oraz od ewentualnych późniejszych procesów, np. wypełnienia porów minerałami wtórnymi, rekrytalizacji kierunkowej, deformacji mechanicznych. Podział tekstur jest przeprowadzany na podstawie dwóch kryteriów, tzn. ułożenia składników i wypełnienia przestrzeni w skale.

Ułożenie składników zadecydowało o wydzieleniu tekstury bezładnej i wielu tekstur uporządkowanych. **Tekstura bezładna** cechuje się zupełnie przypadkowym rozmieszczeniem ziaren w skale. Świadczy to o spokojnym i równomiernym przebiegu krystalizacji. Tekstura bezładna występuje w większości skał plutonicznych i w niektórych skałach wulkanicznych lub żyłowych.

W wyniku oddziaływania ciśnienia kierunkowego, ruchu magmy podczas krystalizacji i innych procesów mogą kształtować się w skałach **tekstury uporządkowane**. Ich podział może opierać się na kryterium genetycznym, ale jest wtedy bardzo trudny do przeprowadzenia na podstawie analizy makroskopowej, bądź na kryterium morfologicznym. To ostatnie pozwala wyróżnić tekstury równoległe i kuliste (ryc. 16).

Tekstury równoległe są wyrażone w skałach fanerokrystalicznych ułożeniem kryształów, a w skałach afanitowych barwnymi smugami. W zależności od sposobu uporządkowania składników można wydzielić teksturę liniową (lineację), płaskorównoległą (foliację) i fluidalną. Lineację cechuje równoległe ułożenie wydłużonych ziaren lub zespołów mine-



Ryc. 16. Tekstury kierunkowe w skałach magmowych

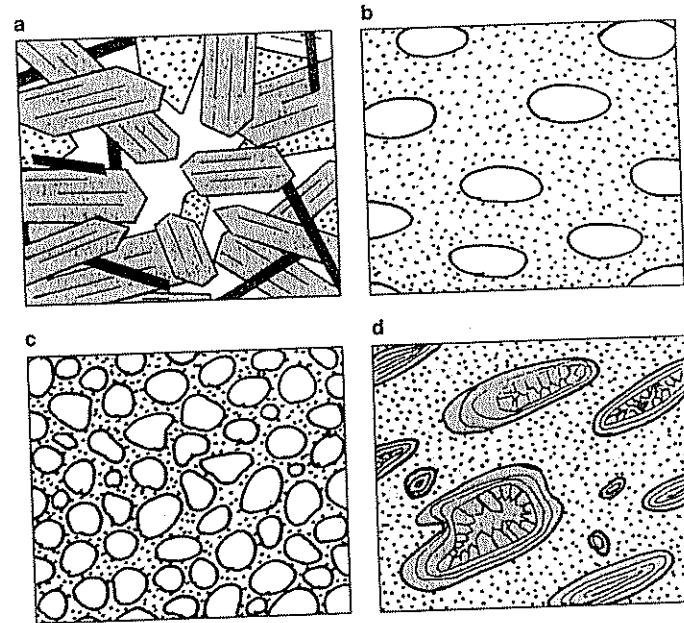
a — równoległa, wyrażona wydłużeniem kryształów w skale fanerokrystalicznej, b — równoległa, wyrażona rozciąganiem pęcherzyków gazowych w skale afanitowej lub porfirowej, c — kulista

ralów, foliacja zaś polega na ułożeniu płaskich ziaren równoległe do pewnej płaszczyzny. Tekstury równoległe występują we wszystkich typach skał magmowych.

Zdecydowanie rzadziej występują **tekstury kuliste**. Tekstura sferolityczna (promienista), pojawia się niekiedy w skałach wulkanicznych w rezultacie rekrytalizacji szkliwa, natomiast tekstura sferoidalna (kulista albo koncentryczna) wyłącznie w skałach głębinowych, np. w niektórych granitoidach.

Na podstawie **stopnia wypełnienia przestrzeni** w skale są wyróżniane tekstury zbite i porowate. W skałach o **teksturze zbitej** (masywnej) minerały lub mineraloidy wypełniają całą przestrzeń zajmowaną przez skałę, bez pozostawienia wolnych miejsc. Wszystkie typy skał magmowych mogą mieć taką teksturę.

Skały o **teksturach porowatych** cechują się obecnością wolnych przestrzeni pomiędzy ziarnami (ryc. 17). W skałach fanerokrystalicznych przestrzenie te (miarole) są ograniczone ścianami kryształów i mają nieregularne, nieraz kanciaste zarysy. Tekstura ta zapożyczyła nazwę od wspomnianych przestrzeni międzyziarnowych i jest określana jako **miarolityczna**. W skałach wulkanicznych o strukturze afanitowej, porfirowej i hialinowej pozostałe po pęcherzykach gazowych przestrzenie przyjmują kształty kuliste, owalne lub elipsoidalne. **Tekstura pęcherzykowata** powstaje na skutek gwałtownego uwolnienia gazów rozpuszczonych w magmie przy spadku ciśnienia podczas erupcji wulkanicznej. Jej powstaniu sprzyja wysoka lepkość stopu krzemianowego. W skrajnych przypadkach, przy bardzo wysokim stosunku objętości gazów do całkowitej objętości skały, pęcherzyki pogazowe poroździelane są tylko cienkimi przegrodami skalnymi (**tekstura gąbczasta**). Typową teksturę gąbczastą ma pumeks. Tekstury porowate



Ryc. 17. Tekstury porowate w skałach magmowych

a — miarolityczna, b — pęcherzykowata, c — gąbczasta, d — międlowcowa

są niezbyt trwałe. Pory stopniowo ulegają wypełnieniu minerałami wtórnymi, przynoszonymi przez krążące w skałach roztwory. W konsekwencji tekstura pęcherzykowata przekształca się w **teksturę migdałowcową**. Skład minerałów wtórnych może wówczas znacząco odbiegać od chemizmu skały. Nawet w skałach zasadowych i obojętnych ubogich w krzemionkę, wśród minerałów wypełniających przestrzenie pogazowe, masowo występują chalcedon i kwarc.

Duże pustki i szczeliny w skałach również mogą być wypełniane minerałami wtórnymi. Jeśli zajmowana przestrzeń ma kształt obły, jest określana jako **geoda**, natomiast analogiczna forma o kształcie nieregularnym nosi nazwę **druzy**. Geody są charakterystyczne dla skał wulkanicznych i subwulkanicznych, druzy i miarole zaś dla skał plutonicznych i zbliżonych do nich skał żyłowych.

Na struktury i tekstury skał magmowych zasadniczy wpływ mają warunki krystalizacji składników skały (tab. 12).

Tabela 12. Wpływ warunków krystalizacji na budowę wewnętrzną skał magmowych

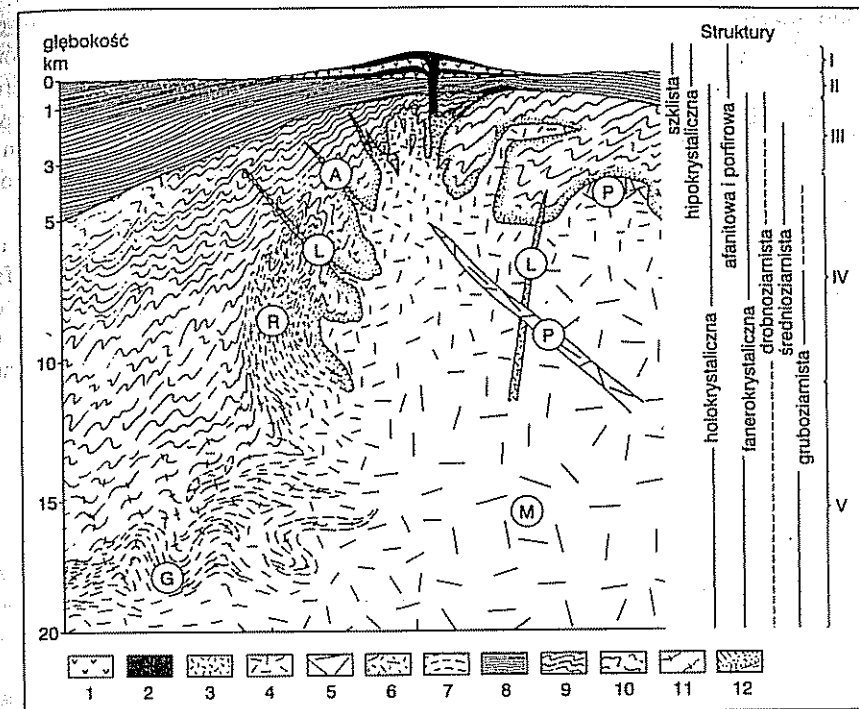
Grupa skał	Struktury	Tekstury
Plutoniczne	fanerokrystaliczne, grubo- i średnioziarniste, rzadko drobnoziarniste i porfirowate	najczęściej bezładne, zbite
Wulkaniczne	afanitowe, porfirowe, szkliste	fluidalne, bezładne, pęcherzykowate
Żyłowe	fanerokrystaliczne, porfirowate, fanerokrystaliczno-porfirowe, porfirowe, specjalne	kierunkowe, miarolityczne

W skałach magmowych mogą występować **kxenolity (porwaki)**, czyli fragmenty skał pochodzące z otoczenia intruzji lub żyły, wciągnięte przez migrującą magmę i otoczone ze wszystkich stron nowo powstałą skałą magmową. Rozmiary kxenolitów wahają się od ułamków milimetra do setek metrów. Ich powierzchnia jest najczęściej w mniejszym lub większym stopniu przeobrażona kontaktowo. Kxenolity przyjmują zwykle obłe kształty z wyraźnie obtopionymi pierwotnymi krawędziami i narożami. Bardzo podobnie mogą wyglądać **relikty**, czyli pozostałości starej skały, która prawie w całości uległa upłynnieniu i dała początek wtórnej magmie, z której powstała analizowana skała.

4.3. Facje skał magmowych

Skały magmowe cechują się dużym zróżnicowaniem ze względu na budowę wewnętrzną i stosunek do skał otaczających. Te dwie cechy pozwoliły przypisać skały magmowe do grup ściśle powiązanych ze środowiskiem (przede wszystkim głębokością) krystalizacji. Grupy te noszą nazwę **facji** (ryc. 18).

Skały **facji wulkanicznej** powstają na powierzchni Ziemi, na skutek zakrzepnięcia lawy wylewającej się z krateru wulkanicznego — **skały efuzywne (wylewne)**, lub gwałtownie wyrzuconej w powietrze przez silne erupcje i następnie złożonej w otoczeniu wulkanu — **skały ekstruzywne**. **Skały wulkaniczne** mają najczęściej strukturę hialinową lub hipokrystaliczną, afanitową albo porfirową oraz teksturę pęcherzyko-



Ryc. 18. Facje skał magmowych (wg J. Głazka)

Skały: 1 — piroklastyczne, 2 — o strukturach afanitowych lub porfirowych, 3 — o strukturach drobnoziarnistych, 4 — o strukturach średnioziarnistych, 5 — o strukturach gruboziarnistych, 6 — plutoniczne o strukturach bezładnych, 7 — plutoniczne o strukturach kierunkowych, 8 — osadowe, 9 — słabo zmetamorfizowane (epimetamorficzne), 10 — średnio zmetamorfizowane (mezometamorficzne), 11 — silnie zmetamorfizowane (katametamorficzne), 12 — zasięg zmian kontaktowych; skały plutoniczne: G — pochodzenia metamorficznego, M — pochodzenia magmowego; A — aplity, L — lamprofiry, P — pegmatyty, R — intruzje reomorficzne; facje skał magmowych: I — skały wulkaniczne, II — skały subwulkaniczne, III — skały hipabisalne, IV — skały mezoabisalne, V — skały abisalne

watą, gąbczastą, migdałowcową i niekiedy fluidalną. Na skutek erupcji podwodnych tworzą się lawy poduszkowe o charakterystycznych, bochenkowatych kształtach.

Na niewielkiej głębokości (do kilkuset metrów) powstają skały **facji subwulkanicznej**. Proces krzepnięcia trwa w tych warunkach dłużej niż na powierzchni. Dzięki temu skały subwulkaniczne mają struktury holokrystaliczne, afanitowe, porfirowe lub bardzo drobnoziarniste. Skały te tworzą niewielkie intruzje, np. lakkolity, lopolity, pnie wulkaniczne, żyły kominowe, sille i dajki.

Skały **facji hipabisalnej** krzepną na głębokości ok. 1-2 km i tworzą również niewielkie intruzje, otoczone zwykle strefą skał słabo przeobrażonych kontaktowo. Wysokie ciśnienie podczas krystalizacji pozwoliło zatrzymać większość składników lotnych. Skały hipabisalne cechują się strukturami porfirowatymi, fanerokrystaliczno-porfirowymi, fanerokrystalicznymi drobno- i średnioziarnistymi oraz teksturami zbitymi i bezładnymi. W uproszczonym podziale skał magmowych skały hipabisalne są traktowane jako pośrednie pomiędzy skałami wulkanicznymi i plutonicznymi i często utożsamiane ze skałami żyłowymi.

Skąły mezoabisalne, krzepnące na głębokości kilku kilometrów, zalicza się już do typowych skał plutonicznych. Występują one najczęściej w postaci niedużych batolitów, pni i innych intruzji niezgodnych. Dla **facji mezoabisalnej** typowe są struktury porfiro- wate, fanerokrystaliczne średnio- i gruboziarniste, tekstury bezładne, zbite. W zew- nętrznych partiach intruzji i w strefach kontaktu ze skałami osłony występują tekstury fluidalne lub gnejsowe, a miejscami także miarolityczne. W otoczeniu intruzji rozwinęły się szerokie strefy przeobrażeń kontaktowych.

Największą fację skał magmowych stanowią **skąły abisalne**. Skąły te krystalizują na głębokości ponad 10 km i zawsze leżą w otoczeniu skał silnie zmetamorfizowanych. W **fa- cji abisalnej** powstają wielkie batolity o powierzchni wielu tysięcy kilometrów kwadrato- wych. Występują w nich struktury fanerokrystaliczne grubo- i średnioziarniste, tekstury bezładne, przechodzące w równoległe-smugowe do gnejsowych. W skałach facji abisalnej dość często występują reliktury skał starszych — najczęściej metamorficznych.

4.4. Klasyfikacja skał magmowych

Współczesna klasyfikacja skał magmowych opiera się głównie na składzie mineralnym i chemicznym. Ścisłe oznaczenie skały wymaga na ogół badań optycznych (mikroskopo- wych) i analiz chemicznych. Rozpoznanie genezy skał plutonicznych pociąga za sobą konieczność dodatkowo obserwacji terenowych (stosunek do skał otaczających).

Międzynarodowa klasyfikacja skał magmowych jest przeprowadzona na pod- stawie jasnych minerałów głównych (kwarcu, skałeni alkalicznych, plagioklazów i ska- leniowców), z których składa się zdecydowana większość skał magmowych. Podział ten dotyczy skał, w których zawartość objętościowa minerałów jasnych jest większa od 10%. Nieliczne skały o niższej zawartości lub zupełnie pozbawione minerałów jasnych zesta- wiono w oddzielną grupę skał skrajnie melanokratycznych (ultramafity). W opracowa- niach petrograficznych często jest podawany tzw. **wskaźnik barwy** — **M**, określający objętościowy udział składników ciemnych (w %). Wszystkie skały o wskaźniku **M** poniżej 90 są zaliczane do skał jasnych.

Najprostszy podział skał magmowych wynika z proporcji pomiędzy zawartością krzemionki i alkaliów, wyrażonej składem głównych minerałów jasnych, tj. kwarcu, ska- leni i skałeniowców. Na tej podstawie jest możliwe wyróżnienie pięciu podstawowych grup skał:

- 1) skały **skrajnie kwaśne** — o bardzo wysokiej zawartości krzemionki, zawierające wśród minerałów jasnych prawie wyłącznie kwarc;
- 2) skały **kwaśne** — przesycone krzemionką (powyżej 66% SiO_2), zawierające znaczną ilość zarówno kwarcu, jak i skałeni; nadmiar krzemionki krystalizuje w postaci kwarcu;
- 3) skały **obojętne** — nasycone krzemionką (od 52% do 66% SiO_2), zbudowane głównie ze skałeni, mogące też zawierać niewielką domieszkę albo skałeniow- ców, albo kwarcu;

- 4) skały **zasadowe** — niedosycone krzemionką (od 45% do 52% SiO_2), złożone głównie ze skałeniowców z domieszką skałeni; niedobór krzemionki wyklucza krystalizację kwarcu i utrudnia powstawanie skałeni;
- 5) skały **skrajnie zasadowe (ultrazasadowe)** — o bardzo niskiej zawartości krze- mionki (poniżej 45% SiO_2), złożone prawie wyłącznie ze skałeniowców.

Dalsza klasyfikacja jasnych skał magmowych wymaga już określenia składu jakoś- ciowego i ilościowego skałeni. Makroskopowe odróżnienie skałeni alkalicznych i pla- gioklazów, zwłaszcza w skałach drobnoziarnistych, nie jest zazwyczaj możliwe, dlatego w praktyce terenowej często zdarza się, że wszystkie głębiny skały kwaśne nazywamy **granitoidami**, wylewne kwaśne — **porfirami kwarcowymi**, a wylewne skały obojętne — **porfirami bezkwarcowymi**. Należy jednak pamiętać, że nazwa porfir ma charakter strukturalny i, jako taka, nie odnosi się do żadnej konkretnej skały wulkanicznej.

Niekiedy przydatna bywa analiza ciężaru właściwego. Skały wulkaniczne kwaśne mają ciężar właściwy pomiędzy 2,35-2,45 G/cm^3 , skały obojętne 2,5-2,6, a zasadowe 2,7-2,8. Skały plutoniczne cechują się trochę wyższym ciężarem właściwym: kwaśne 2,5-2,7 G/cm^3 , obojętne 2,7-2,8, zasadowe 2,9-3,1, a ultrazasadowe i skrajnie melano- kratyczne 3,1-3,25 G/cm^3 .

4.4.1. Plutoniczne i wulkaniczne skały kwaśne

Skały kwaśne zawierają od 20 do 60% kwarcu wśród minerałów jasnych. W skałach plu- tonicznych identyfikacja i ocena zawartości kwarcu nie budzi poważniejszych wątpliwo- ści. W skałach wulkanicznych kwarc, ze względu na bardzo późną krystalizację, wystę- puje najczęściej tylko w afanitowej masie skalnej. W związku z tym mamy prawo zakla- syfikować do skał kwaśnych skałę wulkaniczną, zawierającą choćby tylko jedno ziarno tego minerału widoczne makroskopowo. W skałach afanitowych i hialinowych można wesprzeć się zabarwieniem, ponieważ skały kwaśne są jasne — od kremowych, przez żółtawe, brązowawe do szarych, podczas gdy skały obojętne i zasadowe są znacznie ciemniejsze: ciemnoszare do czarnych.

Granity alkaliczno-skałeniowe i riolity alkaliczno-skałeniowe zawierają prawie wyłącznie kwarc i skałenie potasowe. Domieszka plagioklazów nie powinna przekraczać 10% ogółu skałeni. Udział minerałów ciemnych jest również niewielki. **Granity i riolity** cechują się zbliżoną zawartością obydwu rodzajów skałeni z niewielką zwykle przewagą skałeni alkalicznych. Wśród minerałów ciemnych najczęściej pojawia się biotyt, a niekie- dy także hornblenda. W **granodiorytach i riodacytach** udział plagioklazów jest najczę- ściej od 2 do 10 razy większy niż odsetek skałeni alkalicznych, **tonality i dacyty** zaś zawie- rają prawie wyłącznie skałenie z grupy plagioklazów. Granodioryty i tonality oraz ich wul- kaniczne odpowiedniki cechują się podwyższoną zawartością minerałów ciemnych (bio- tytu, hornblendy i augitu). W uproszczonej klasyfikacji riolity alkaliczno-skałeniowe i rio- lity są nazywane riolitoidami, a riodacyty i dacyty — dacytoidami.

Wiele skał wulkanicznych zostało wyróżnionych na podstawie specyficznej budowy wewnętrznej, niezależnie od składu mineralnego. **Obsydian** może odpowiadać skła- dem różnym skałom wulkanicznym, ale najczęściej reprezentuje skały bogate w krze-

mionkę. Skala ta jest zazwyczaj czarna lub ciemna, ma muszlowy przełam i jednorodną budowę wewnętrzną. **Pumeks** jest to najczęściej biała, nadzwyczaj lekka skała, powstająca ze spienionej lawy bardzo bogatej w składniki lotne. Pumeks ma teksturę gąbczastą, a strukturę prawie zawsze hialinową.

4.4.2. Plutoniczne i wulkaniczne skały obojętne

Skały obojętne zawierają od 0 do 20% kwarcu lub od 0 do 10% skalieniowców wśród minerałów jasnych. Plutoniczne skały zawierające kwarc można przypisać stosunkowo precyzyjnie do konkretnej grupy. Jasne skały plutoniczne prawie bez kwarcu i skalieniowców określa się łącznie jako sjenity, analogiczne ciemne skały zawierające hornblendę i (lub) biotyt jako dioryty, a zawierające pirokseny lub pirokseny i oliwiny jako gabra. Każda skała głębinowa ma odpowiednik wśród skał wylewnych, ale makroskopowe rozpoznanie składu mineralnego skał wulkanicznych i subwulkanicznych nie jest możliwe. Wiarygodna klasyfikacja obojętnych skał wulkanicznych wymaga analizy mikroskopowej lub chemicznej.

Sjenitoidy i trachitoidy cechują się dużą zmiennością zawartości skaleni — od wyłącznie skaleni alkalicznych aż do 65% udziału plagioklazów w tej grupie mineralów. Najbogatszą w plagioklasy odmianą sjenitoidów są **monzonity**, w których obydwa typy skaleni pozostają w przybliżeniu w równowadze. Sjenity mają najczęściej zabarwienia różowawe i czerwone, monzonity zaś szare. **Diorytoidy, gabroidy, anortozyty, andezytoidy i bazaltoidy** mają w swoim składzie głównie plagioklasy, natomiast domieszka skaleni potasowych (jeśli występuje) nie przekracza 30% sumy skaleni. W diorytoidach i andezytoidach występują jeszcze domieszki skaleni potasowego, ale w gabroidach, anortozytach i bazaltoidach są reprezentowane już tylko plagioklasy. **Dioryty** zawierają nie mniej niż 15-20% minerałów ciemnych, w tym zielonkawoczarne kryształy hornblendy, a często także ciemnobrązowe lub czarne, błyszczące blaszki biotytu; mają zabarwienie pstre lub ciemnoszare; skalenie są w nich zwykle jasnozielonkawe. Od granodiorytów odróżnia je przede wszystkim ciemniejsze zabarwienie i brak ziaren kwarcu. **Gabra** to skały ciemne, brązowo- lub zielonociemnoszare do czarnych, zawierające zazwyczaj ponad 50% minerałów ciemnych. Ziarna piroksenu w gabroidach są zwykle czarne z zielonkawym odcieniem, plagioklasy zaś mają zabarwienia od białych aż po ciemnoszare, ale nawet i te ostatnie przeświecają na krawędziach. **Bazaltoidy i andezytoidy** są zabarwione na szaro, ciemnoszaro, brązowawoczerwono i najczęściej czarno. Bazaltoidy różnią się od andezytów częstszym występowaniem struktury hipokrystalicznej i hialinowej oraz małych ziaren oliwinu, dostrzegalnych jedynie pod lupą. Inne porfiry bezkwarcowe charakteryzują się najczęściej szarobrązowym lub ciemnozielonym tłem skalnym, w którym tkwią zielonkawobiałe lub białe (rzadko brązowawe) fenokryształy skaleni, a gdzieniegdzie i ciemnych minerałów.

4.4.3. Skały żyłowe

Mogą mieć taki sam skład jak skały głębinowe i określamy je wówczas analogiczną nazwą z przedrostkiem mikro-, np. mikrogranit. Skład skał żyłowych może się jednak

Tabela 13. Uproszczona klasyfikacja skał magmowych (wg J. Głazka 1986, zmodyfikowana)

Nazwa grupy	Grupy skał	Wskazniki mineralne (Q, A, P, F = 100%)	Proporcje skaleni lub inne minerały dominujące**	Skały			
				plutoniczne	wulkaniczne	żyłowe	
Skrajnie kwaśne		kwarc (>60%)	kwarc	kwarcolit, granit silnie kwarcowy		kwarcolit	
Kwaśne		kwarc (20-60%) i skalenie	skalenie alkaliczne	granitoidy	granit alkaliczno-skalienny riolit dacyt plagiodycyt	aplit pegmaty	lamprophy
				sjenitoidy	trachitoidy	trachit latyt	
Obojętne		kwarc (<20%) albo skaleniowce (<10%) oraz skalenie	skalenie alkaliczne	diorytoidy	andezytoidy	andezyt	doleryt diabaz
				gabroidy i anortozyty	bazaltoidy	bazalt	
Zasadowe		skaleninowce (10-60%) i skalenie	skalenie alkaliczne	sjenitoidy foidowe	fonolitoidy	fonolit	
Skrajnie zasadowe		skaleninowce (>60%)	skaleninowce	diorytoidy foidowe	tefrytoidy	tefryt	
				foidolity	foidy	bazanit	
Skrajnie melanokraticzne		brak lub <10% minerałów jasnych	oliwin piroksen hornblendy	perydotyt piroksenit hornblendyt	ultramafity	nefelinit, leucyt	pikryt

* Wyłącznie minerały jasne: Q — kwarc, A — skalenie alkaliczne (potasowe), P — plagioklasy, F — skaleniowce (foidy); wartości procentowe odnoszą się wyłącznie do sumy minerałów jasnych
** Ułóżna linia określa stosunek pomiędzy skaleniem, przy założeniu, że szerokość kolumny odpowiada sumie skaleni obecnych w skale, tj. 100%.

znacznie różnić od pierwotnego składu magmy na skutek dyferencjacji magmy, asymilacji skał otoczenia i innych procesów. Najczęściej w odniesieniu do skał tej grupy stosuje się dość ogólne nazwy zwyczajowe, mające niewiele, lub zgoła nic, wspólnego z ich składem.

Skały żyłowe obojętne lub kwaśne, bogatsze w minerały ciemne od magmy pierwotnej i skały otaczającej są określane jako **lamprofiry**. Skały żyłowe, kwaśne, uboższe w minerały ciemne to **pegmatyty** i **aplit**. Pegmatyty charakteryzują się strukturą gruboziarnistą i często miarolityczną teksturą, natomiast aplity są drobnoziarniste i mają teksturę zbitą. W pegmatytach kryształy minerałów często wzajemnie się przerastają, co świadczy o jednoczesnej krystalizacji. Dotyczy to także skaleni oraz kwarcu i muskowitu, które w trakcie krzepnięcia magmy krystalizują jako jedno z ostatnich. Nazwa pegmatyt pochodzi od łacińskiego słowa *pegma* — litera, ponieważ często występuje w nim struktura pismowa. Najczęstsze składniki pegmatytów stanowią: kwarc, ortoklaz, biotyt, rzadziej także muskowit, minerały fluoru, chloru, boru oraz minerały ziem rzadkich. W skład aplitów wchodzi niemal wyłącznie ortoklaz i kwarc, a minerałów ciemnych z reguły zupełnie brakuje.

Diabazy są żyłowymi odpowiednikami gabra i bazaltu. W zależności od warunków (głębokości) krystalizacji mogą mieć struktury drobnoziarniste do średnioziarnistych. W diabazach często wykształca się struktura ofitowa z wyraźnymi, listewkowymi kryształami plagioklazów, otoczonymi ksenomorficznymi, ciemnozielonymi piroksenami.

Charakterystykę skał zasadowych, skrajnie zasadowych i skrajnie melanokratycznych przedstawiono w tabeli 13. Wśród skał skrajnie melanokratycznych podział opiera się wyłącznie na minerałach ciemnych. Skała zbudowana głównie z oliwinów i piroksenów (niekiedy z domieszką amfiboli) to **perydotyt**, zbudowana z piroksenów — **piroksenit**, a z amfiboli — **hornblendyt**.

4.5. Przegląd skał magmowych i miejsca ich występowania w Polsce

4.5.1. Skały kwaśne

Kwaśne skały głębinowe (granitoidy) występują w Polsce przede wszystkim na obszarze Dolnego Śląska, gdzie tworzą szereg intruzji, wieku głównie warwicyjskiego:

- masyw Strzegom-Sobótka,
- intruzje regionu Strzeżeliń-Zulowa,
- masyw karkonoski,
- masyw łżycki,
- masyw kudowski,
- granitoidy kłodzko-złotostockie i strefy Niemczy,
- granitoidy jawornickie,
- granitoidy Białej Łądeckiej.

Analogiczne skały budują masyw tatrzański oraz występują w podłożu północno-wschodniej Polski. Bardzo liczne typy granitoidów zostały wyrwane z tarczy fenno-

skandzkiej i przywleczone na teren Polski przez kolejne lądolody. Występują one w postaci głazów narzutowych na prawie całym terytorium kraju, np. granity „rapakiwi” z Wysp Alandzkich i południowo-zachodniej Finlandii, granity sztokholmskie, czerwone granity alkaliczne ze Smålandu i wiele innych.

Skały kwaśne wulkaniczne, występujące w zapadliskach północnosudeckim i śródsudeckim oraz w rowie krzeszowickim, są związane z późnymi etapami orogenezy warwicyjskiej. Tworzą zwykle potoki i kopuły lawowe, żyły i intruzje subwulkaniczne. Towarzyszą im skały piroklastyczne. Kwaśne wulkanity są znane również z wierceń na obszarze Polski Zachodniej. Z depresji bałtyckiej i terenów dzisiejszej Szwecji i Finlandii lądolody przyniosły bardzo liczne i łatwo rozpoznawalne skały należące do tej grupy, jak czerwone i brunatne porfiry bałtyckie, porfiry alandzkie, porfir Särna, porfiry ze Smålandu.

Zarówno skałom plutonicznym, jak i wulkanicznym, towarzyszą liczne skały żyłowe, występujące najczęściej w obrębie masywów granitoidowych lub w ich metamorficznej osłonie oraz w otoczeniu dawnych wulkanów.

4.5.2. Skały obojętne

Plutoniczne skały obojętne tworzą kilka niewielkich intruzji w obręczeniu kry gnejsowej Gór Sowich — masyw kłodzko-złotostocki i strefa Niemczy, masyw gabrowy Ślęży, zbudowany z gabra i diabazu masyw Nowa Ruda-Dzikowiec. Zbliżone skały są znane również z podłoża północno-wschodniej Polski: intruzja sjenitoidów i sjenitoidów foidowych koło Elku, niewielkie sjenitoidowe ciała intruzyjne w okolicach Pisu i Ciechanowa, masyw suwalski, kętrzyński, śniardwiański oraz z utworów glacialnych całego Niżu Środkowoeuropejskiego (eratyki przywleczone ze Skandynawii i dna Bałtyku).

Obojętne skały wulkaniczne reprezentują, nieco wcześniejszą niż skały kwaśne, fazę wulkanizmu warwicyjskiego i odsłaniają się w zapadlisku śródsudeckim i północnosudeckim, okolicach Kłodzka i w rowie krzeszowickim. Znacznie młodsze — neogeńskie bazaltoidy, występują powszechnie na całym Dolnym Śląsku, gdzie w sumie tworzą ponad 300 wychodni, należących do tzw. trzeciorzędowej formacji bazaltowej, ciągnącej się od okolic Opola na wschodzie aż po Nysę Łżycką i dalej na terytorium Niemiec na zachodzie. Również w neogenie działały intensywne procesy subwulkaniczne i wulkaniczne na obszarze pienięńskiego pasa skałkowego, których efektem są żyły, pnie i inne ciała intruzyjne oraz wulkanity zbudowane z andezytów, rzadziej dacytów i bazaltów. Bazaltoidy napotkano także w wierceniach na terenie Polski Wschodniej (Podlasia i Lubelszczyzny), a trachity i inne wulkanity (włącznie z bazaltoidami) wśród głazów narzutowych w utworach glacialnych — porfir Bredvad, porfir Kätilla, porfir Grönklitt, bazalty ze Skanii.

Skały żyłowe są zwykle stowarzyszone z odpowiadającymi im składem skałami plutonicznymi oraz wulkanicznymi i występują dość licznie w postaci niewielkich żył między innymi w masywie Nowa Ruda-Dzikowiec, w okolicach Zawiercia i Krakowa, w Górach Świętokrzyskich, w sudeckich masywach plutonicznych i ich metamorficznej osłonie.

4.5.3. Skały zasadowe

Skały zasadowe tworzą tylko niewielkie intruzje lub wylewy w sąsiedztwie skał obojętnych. W Polsce są znane w trzeciorzędowej formacji bazaltowej na Dolnym Śląsku (ba-

zanity), w okolicach Cieszyna (diorytoidy i gabroidy foidowe — cieszynity) i na Pogórzu Izerskim. W postaci głazów narzutowych występują rzadko ze względu na niewielkie wychodnie na terenie Fennoskandii i łatwość ulegania procesom wietrzeniowym.

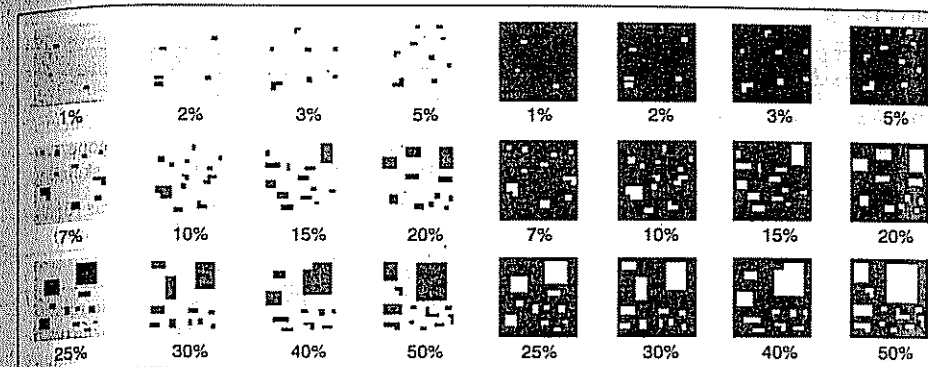
4.5.4. Skały skrajnie melanokratyczne

Skały skrajnie melanokratyczne występują nielicznie w Górach Białskich, okolicach Sobótki, Beskidzie Śląskim, Rudawach Janowickich, jako porwaki w skałach trzeciorzędowej formacji bazaltowej na Dolnym Śląsku oraz w proterozoicznej intruzji na południe od Augustowa. Zdarzają się również wśród głazów narzutowych w utworach lodowcowych.

4.6. Makroskopowy opis skał magmowych

Makroskopowa identyfikacja skał magmowych jest przybliżona i możliwa jest na podstawie bardzo dokładnego opisu. Przyjęcie zaproponowanej poniżej kolejności pozwoli w większości przypadków na określenie grupy i środowiska krystalizacji skały.

1. Szczegółowy opis wszystkich minerałów budujących skałę, zakończony ich identyfikacją. Opis powinien zawierać wszelkie cechy poszczególnych minerałów, jakie można określić włącznie z przybliżonym udziałem każdego minerału w próbce, wyrażonym w procentach (ryc. 19).
2. Dokładna analiza struktury i tekstury skały w odniesieniu do wszystkich poznanych kryteriów.
3. Wyznaczenie na podstawie budowy wewnętrznej środowiska krystalizacji analizowanej skały.
4. Określenie na podstawie składu mineralnego, czy skała jest kwaśna, obojętna, zasadowa lub skrajnie melanokratyczna. W przypadku skał o strukturze afanitowej można wspomóc się zabarwieniem skały: skały jasne są z reguły kwaśne, obojętne nieco ciemniejsze, zasadowe zaś zwykle ciemnozielone do czarnych. Występują również różnice w ciężarze właściwym. Im wyższa jest zawartość krzemionki, tym niższy ciężar skały. W skałach o strukturze porfirowej obecność nawet pojedynczego fenokryształu kwarcu decyduje o przypisaniu skały do grupy kwaśnych. Jest to związane z jego późną krystalizacją. Jeżeli zatem pojawił się już na etapie głębinowym krystalizacji, to w afanitowym tle skalnym jego zawartość musi być bardzo wysoka.
5. Określenie na podstawie punktów 3 i 4 grupy, do której należy badana skała.
6. Wyznaczenie na podstawie składu skaleni (jeśli udało się je zidentyfikować) dokładnej nazwy skały.
7. Opis wszelkich cech dodatkowych, np. cios, zróżnicowanie przestrzenne, ślady wietrzenia, stosunek do skał otaczających (w zasadzie tylko w odkrywce).
8. Podanie przypuszczalnego miejsca pochodzenia skały — dotyczy tylko skał z obszaru Polski, poznanych podczas ćwiczeń (tab. 14).



Ryc. 19. Porównawcza skala procentowa do określania przybliżonej zawartości składników wyróżniających się wielkością, barwą, kształtem lub innymi cechami (wg P. Roniewiczza)

Tabela 14. Cechy rozpoznawcze ważniejszych skał magmowych występujących na obszarze Polski

Nazwa skały	Występowanie	Najważniejsze cechy charakterystyczne
Skały plutoniczne kwaśne — granitoidy		
Granit	Strzegom	kolor szary, średnioziarnista lub porfirowata struktura, wietrzenie na żółtawy kolor (związki żelaza)
Granodioryt	Strzelin	kolor szary, drobnoziarnista struktura
Granit	Karkonosze (Szkłarska Poręba)	struktura porfirowata, fanerokrystaliczno-porfirowa, rzadziej równoziarnista, średnioziarnista, zwykle duże różowe kryształy skaleni potasowego i miejscami białe plagioklazów
Granodioryt	Kudowa Zdrój	ciemnoczerwony do brunatnego (zabarwiony pyłem hematytowym), dużo biotyту, średnioziarnisty
Granodioryt	Tatry	średnioziarnisty, szarozielonkawy, z różowymi skaleniami i znaczną ilością muskowitu (srebrzyste blaszki)
Granit rapakiwi	pd. Finlandia (region Nystad, okolice Wybarga, Wyspy Alandzkie...)	tekstura sferoidalna z okrągłymi ziarnami żółtawych i czerwonych skaleni potasowych, otoczonych obwódką szarozielonkawego plagioklaz, często widoczna struktura pismowa, kwarc ciemny, najczęściej okrągły
Skały wulkaniczne kwaśne — riolitoidy i dacytoidy		
Porfir kwarcowy (riolit alkaliczny)	Góry Kaczawskie	różowoczerwony, z dużą ilością fenokryształów, skalenie silnie zwiertzałe (skaolinityzowane)
Porfir kwarcowy (riodacyt)	Miękinia (rów krzeszowski)	wiśniowoczerwony do brunatnego, niewiele fenokryształów, skalenie dobrze zachowane
Porfir kwarcowy (riodacyt)	Zalas (rów krzeszowski)	od porfiru z Miękinii różni się tylko brunatnozieloną barwą; bardziej zwiertzałe odmiany są różowozielonkawe i zawierają dość liczne różowawe fenokryształy skaleni
Czerwony porfir bałtycki (riolit alkaliczny)	dno Bałtyku	intensywnie czerwony ze skaleniami potasowymi o kolorze tła skalnego i licznymi, drobnymi, ciemnymi ziarnami kwarcu przypominającymi okrucy szkła

Tabela 14. cd.

Nazwa skały	Występowanie	Najważniejsze cechy charakterystyczne
Porfir alandzki (riolit alkaliczny)	Wyspy Alandzkie	czerwony z dużymi fenokryształami skaleni potasowych (niektóre w kolorze tła), fenokryształy kwarcu okrągłe, obtopione, szare, z zatokami korozyjnymi wypełnionymi masą ciasta skalnego
Tuf porfirowy (tefra)	Filipowice (rów krzeszowski)	różowoszary, bardzo lekkie, widoczne fenokryształy oraz różnobarwne (głównie szare i brązowe) fragmenty skal (lapille...)
Skały plutoniczne obojętne — sjenitoidy, diorytoidy i gabroidy		
Monzonit	Kośmin	czarno-biała skała (prawie bez kwarcu) z nieregularnie rozrzuconymi dużymi kryształami skaleni, struktura równoziarnista, średnioziarnista, niekiedy fanerokryształiczno-porfirowa i tekstura kierunkowa
Dioryt	Przedborowa	drobnoziarnista, ciemna (prawie czarna) skała bez zauważalnego makroskopowo kwarcu
Gabro	masyw Ślęży	gruboziarniste, ciemnozielone, prawie czarne z jasnymi plagioklazami
Gabro	masyw Nowej Rudy	gruboziarniste, jasnozielone z białymi (jasnoszarymi) listewkami plagioklazów, wyraźna struktura ofitowa
Skały wulkaniczne obojętne — trachitoidy, andezytoidy i bazaltoidy		
Andezyt	Góra Wdźar	ciemnoszary, struktura porfirowa z wydłużonymi, czarnymi fenokryształami amfiboli i zwietrzalymi, białozłotymi skaleniami
Bazalt	Wilcza Góra i inne stanowiska na Dolnym Śląsku	czarny, afanitowy, często z enklawami dunitu („bombami oliwnymi”)
Trachybazalt lub bazalt („mefafir”)	Lubiechowa w Górach Kaczawskich	szarofioletowy, afanitowy, tekstura migdalowcowa, czasem fluidalna, powierzchnie „migdałów” lub porów, jakie pozostały po migdałach, zabarwione na zielono
Trachybazalt lub bazalt („mefafir”)	rów krzeszowski	wiśniowoczerwony, afanitowy, wyraźna tekstura pęcherzykowata, fluidalna, tylko nieliczne pęcherzyki wypełnione minerałami wtórnymi
Porfir Bredvad (trachit)	środkowa Szwecja (Dalarne)	ceglastoczerwony z prawie niewidocznymi, zlewającymi się z tłem fenokryształami skaleni potasowych, możliwymi do rozpoznania prawie wyłącznie po powierzchniach lupliwości, niezbyt liczne jasne ziarna zwietrziałych plagioklazów
Porfir Grönklitt (latyt?)	środkowa Szwecja (Dalarne)	brunatny (także ceglasty i śliwkowy) z bardzo licznymi fenokryształami, dominują szarozielonkawe i białe plagioklasy, brak fenokryształów kwarcu, liczne czarnozielone agregaty minerałów ciemnych — szybko ulegają one procesom wietrzeniowym i pozostają po nich tylko zagłębienia
Skały żyłowe		
Pegmatyt	Strzegom	gruboziarnisty, mało minerałów ciemnych, dominacja kwarcu i skaleni, liczne zcolity, często tekstura miarolityczna, w otoczeniu typowy granit strzegomski
Pegmatyt	Szklarska Poręba	w przeciwieństwie do strzegomskiego obfituje w różowe skalenie, otoczony granitem karkonoskim

Tabela 14. cd.

Nazwa skały	Występowanie	Najważniejsze cechy charakterystyczne
Aplit	Strzegom	drobnoziarnisty, bardzo jasny, w otoczeniu typowy granit strzegomski, tworzy wyraźne żyły
Aplit	Strzelin	od poprzedniego różni się tylko skalą otaczającą
Aplit	Szklarska Poręba	drobnoziarnisty, jasnoszary z żółtawym (niekiedy różowawym) odcieniem, otoczony typowym, porfirowatym granitem karkonoskim
Diabaz	Stara Kraśnica (G. Kaczawskie)	afanitowy lub drobnoziarnisty, ciemnozielony, prawie czarny, bardzo twardy
Diabaz	Nowa Ruda	struktura ofitowa z bardzo wyraźnymi „listewkami” plagioklazów, kolor białozielony

PYTANIA KONTROLNE

- Do jakiej grupy powinny być, Twoim zdaniem, przypisane skały piroklastyczne? Uzasadnij swój wybór.
- Jakie struktury i tekstury nie występują w skałach mezoabisalnych i abisalnych?
- Dlaczego nie można określać przynależności skał o teksturze migdalowcowej na podstawie minerałów budujących „migdały”?
- Jakie skały magmowe spodziewasz się znaleźć na powierzchni w promieniu 10 km od Twojego miejsca zamieszkania?
- Które z zaproponowanych procesów doprowadzą do powstania struktury hialinowej?
 - intruzja obojętna,
 - powolna metamorfoza radiolarytów,
 - szybkie krzepnięcie lawy,
 - powolne stygnięcie lepkiej magmy zasadowej,
 - wzrost kryształów w powoli stygnącej, nadzwyczaj lepkiej magmie.
- Porfir to: a) skały zabarwione na czerwono najczęściej hematytem, b) skały typowe dla batolitów, c) minerały o strukturze krystalicznej, d) skały wulkaniczne zawierające składniki wykrystalizowane w głębi Ziemi, e) ekstruzywny odpowiednik serpentynitów.
- Który z wymienionych minerałów jest charakterystyczny dla granitów alkalicznych: albit, anhydryt, anortyt, apatyt, oligoklaz, oliwin, ortoklaz?
- Która(e) z wymienionych skał ma(ją) taki sam skład jak gabro: andezyt, aplit, bazalt, dacyt, diabaz, hornblendyt, monzonit, perydotyt, tonalit?

ĆWICZENIA

- Uzręguj wybrane przez instruktora okazy skał magmowych według przypuszczalnej głębokości krzepnięcia.
- Z zestawu skał magmowych różnego pochodzenia wybierz skały kwaśne i określ kryteria, jakimi się kierowałeś.
- Przeprowadź pełną analizę wybranej skały magmowej spoza obszaru Polski (pominiętej w tab. 14) zgodnie z przedstawionym schematem.

Mineral	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Kwarc	10%	0%	0%	15%	12%	31%	9%	5%	0%	16%
Skalenie potasowe	27%	6%	1%	8%	37%	30%	3%	49%	0%	7%
Plagioklasy	11%	43%	3%	42%	1%	1%	47%	1%	43%	65%
Skalenieowce	0%	3%	3%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%
Oliwiny	0%	6%	43%	0%	0%	0%	0%	0%	5%	0%
Łuszczyki	9%	1%	0%	3%	17%	12%	14%	5%	1%	3%
Pirokseny i amfibole	6%	38%	48%	25%	25%	17%	26%	25%	46%	8%
Inne	37%	3%	2%	7%	8%	9%	1%	15%	2%	1%
Geneza skały*	P	W	P	W	P	W	P	W	P	W

* P — skała plutoniczna, W — skała wulkaniczna

4. Za pomocą powyższej tabeli określ przynależność systematyczną skał o składzie procentowym przedstawionym w tabeli.
5. Określ przesłanki, którymi będziesz się kierował oceniając, czy badana skała wulkaniczna powstała na skutek erupcji lądowej, czy podmorskiej.
6. Wyszukaj w różnych źródłach informacje na temat znaczenia gospodarczego poszczególnych skał magmowych. Na które skały, Twoim zdaniem, zapotrzebowanie będzie wzrastać w najbliższych latach i dlaczego?



Skały osadowe

Skały osadowe są to zlitfikowane lub luźne utwory nagromadzone na powierzchni skorupy ziemskiej na skutek procesów wietrzenia, transportu i sedymentacji. Znaczny wpływ na skład i właściwości skał osadowych wywierają późniejsze procesy diagenetyczne i epigenetyczne, którym podlega złożony materiał osadowy.

Podział skał osadowych jest mieszany, tzn. częściowo opiera się na warunkach powstawania skał, częściowo zaś na ich składzie i budowie. Podstawowe znaczenie ma podział genetyczny, który pozwala wyróżnić **skały okruchowe** (włącznie z piroklastycznymi), **rezydualne** oraz **organogeniczne** i **chemiczne**. Dwie ostatnie grupy są niekiedy łączone w jedną, ponieważ wiele skał o podobnym składzie może powstawać zarówno na skutek, np. chemicznego wytrącania z roztworu, jak i pod wpływem działalności fizjologicznej zwierząt lub nagromadzenia ich szczątków.

5.1. Skład mineralny skał osadowych

Skały osadowe są zbudowane z bardzo różnorodnych minerałów, które można przypisać do dwóch podstawowych grup: składników alogenicznych i autogenicznych. **Minerały alogeniczne** pochodzą spoza środowiska powstawania skały osadowej, są dostarczane dzięki procesowi transportu i następnie akumulowane razem z minerałami, tworzącymi się na miejscu. Zawsze są one starsze od skały, w której występują. W charakterze minerałów alogenicznych może występować większość minerałów skał magmowych i metamorficznych oraz niektóre minerały, pochodzące ze starszych skał osadowych. Szczególnie liczne są minerały femiczne i sialiczne, pochodzące z dezintegracji skał krystalicznych. **Minerały femiczne** (bogate w związki Mg i Fe) łatwo wietrzeją chemicznie, przechodząc w minerały ilaste oraz w tlenki i wodorotlenki żelaza, a w klimacie gorącym w tlenki i wodorotlenki Fe i Al. Do grupy tej należą **oliwiny**, **pirokseny**, **amfibole** i **biotyt** (kolejność według rosnącej odporności na wietrzenie). W skałach osadowych w większych ilościach może zachować się praktycznie tylko biotyt. Wszystkie

inne minerały femiczne podlegają bardzo szybkiemu rozkładowi chemicznemu. Zdecydowanie większą odporność na wietrzenie chemiczne wykazują **minerały sialiczne** (bogate w związki Si i Al). Należą do nich (w kolejności rosnącej odporności) **skalenie, plagioklasy zasadowe, plagioklasy kwaśne, skalenie potasowe, muskowił i kwarc**. Duża odporność, zwłaszcza dwóch ostatnich, sprzyja ich powszechnemu występowaniu w skałach osadowych. W skałach okruchowych dość często są dostrzegalne również skalenie potasowe, ale już pozostałe minerały z tej grupy tylko w wyjątkowych przypadkach mogą stanowić składnik skał osadowych.

Minerały autogeniczne tworzą się w miejscu powstawania skały osadowej, a zatem mogą być tego samego wieku, co skała, lub młodsze od niej. Jako minerały autogeniczne występują najczęściej węglany (kalcyt, dolomit i syderyt), opal, chalcedon i kwarc, minerały ilaste (kaolinit, illit, montmorylonit, folidoid), glaukonit, siarczany (gips i anhydryt), chlorki (sylwin i halit), tlenki i wodorotlenki żelaza i glinu oraz fosforany. Minerały te tworzą najczęściej niewielkie kryształy wrosłe.

Niektóre minerały autogeniczne mogą występować w sekrecjach i konkrecjach. Formy te powstają na skutek migracji roztworów w osadzie i ługowania substancji w jednym miejscu, a następnie wytrącania w innym. **Sekrecje** tworzą się podobnie jak geody i druzi w skałach magmowych, tj. przez stopniowe wypełnianie wolnej przestrzeni w skale od zewnątrz do środka. Mogą one powstawać np. we wnętrzu skamieniałości. Rozwój konkrecji rozpoczyna się od jakiegoś ośrodka krystalizacji i przebiega w odwrotnym kierunku, tj. na zewnątrz. Typowymi konkrecjami są m.in. gipsowe róże pustyń, kalcytowe kukielki lessowe oraz chalcedonowe krzemienie.

5.2. Skały okruchowe (detrytyczne lub klastyczne) i rezydualne

Skały okruchowe są to nagromadzenia powstałych w wyniku wietrzenia bloków, okruchów skalnych i ziaren mineralnych. Wyróżnia się wśród nich skały luźne i zwięzłe (poszczególne ziarna są związane spoiwem). W budowie skał okruchowych przeważają minerały alogeniczne. Istotną rolę w powstawaniu skał tej grupy odgrywają procesy sortowania zwietrzliny przez wodę, wiatr lub lód oraz przemieszczenia zachodzące pod wpływem grawitacji. **Skały rezydualne** (regolity) stanowią pokrywy zwietrzelinowe zalegające na skale macierzystej. W powstawaniu regolitów nie brały udziału transport i selekcja ziaren.

5.2.1. Budowa wewnętrzna skał okruchowych

Cechy strukturalne określają charakter okruchów i ziaren w skałach okruchowych. Możliwości makroskopowego oznaczenia cech strukturalnych wyraźnie maleją wraz ze zmniejszającą się wielkością ziaren.

Frakcja opisuje średnie rozmiary materiału okruchowego, z którego jest zbudowana skała. Wyróżnia się cztery główne frakcje:

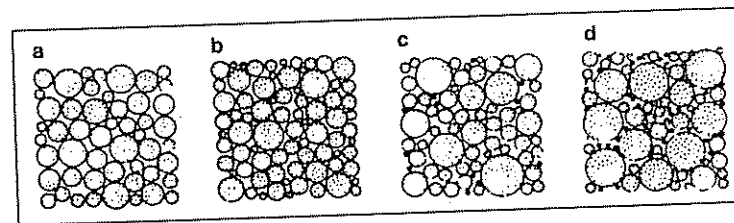
- psefitową (żwirową) > 2 mm (w obrębie frakcji psefitowej wyróżnia się niekiedy frakcję blokową o rozmiarach powyżej 100 mm),
- psamitową (piaskową lub arenitową) 0,1-2 mm; z trzema podfrakcjami: gruboziarnistą 1-2 mm, średnioziarnistą 0,5-1 mm i drobnoziarnistą 0,1-0,5 mm,
- aleurytową (mułową lub pyłową) 0,01-0,1 mm,
- pelitową (iłową) < 0,01 mm.

Stosowane niekiedy zamiennie z frakcją aleurytową określenia: frakcja mułowa lub pyłowa odnoszą się do konkretnego środowiska sedymentacji (odpowiednio: wodnego lub lądowego) i jako takie powinny być stosowane tylko wtedy, kiedy jest możliwe określenie warunków powstawania danej skały. W przeciwnym przypadku należy poprzestać na bardziej ogólnej frakcji aleurytowej.

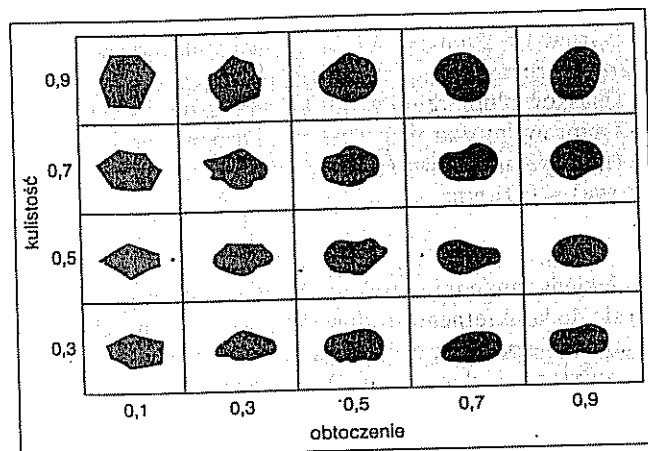
Najgrubsze frakcje można łatwo rozpoznać gołym okiem lub co najwyżej za pomocą lupy i linijki albo kawałka papieru milimetrowego. Problem stanowią skały o drobniejszych, niedostrzegalnych gołym okiem, frakcjach. Należy wtedy ocenić powierzchnię próbki dotykiem. Jeśli jest ona wyraźnie szorstka, to budują ją ziarna frakcji aleurytowej. W razie braku wyraźnej szorstkości i w przypadkach wątpliwych należy zeskrobać igłą niewielką ilość materiału i następnie sprawdzić, czy chrzęści on w zębach. Ziarna frakcji aleurytowej będą wyraźnie chrzęścić, podczas gdy drobniejszy materiał nie da tego efektu. Próby tej, z oczywistych względów, nie należy przeprowadzać na skałach o ziarnach widocznych gołym okiem, a i w innych przypadkach należy zachować ostrożność, aby nie uszkodzić szkliva zębów.

Stopień selekcji (wysortowanie materiału) pozwala wnioskować o warunkach i długości transportu oraz o sposobie sedymentacji. Wysoki stopień selekcji (dobre wysortowanie) oznacza, że ziarna wchodzące w skład skały są podobnych rozmiarów (ryc. 20). Niskim stopniem selekcji, czyli złym wysortowaniem, cechują się skały zbudowane z materiału o zróżnicowanych rozmiarach. Szczególnie niskim stopniem selekcji odznaczają się zwietrzliny oraz materiał transportowany i następnie deponowany przez lodowce i prądy zawiesinowe. Bardzo dobrze wysortowane są osady eoliczne oraz wszystkie skały, które powstały z materiału transportowanego przez wodę na długim dystansie.

Makroskopowy opis stopnia selekcji wymaga podania przynajmniej ekstremalnych i średnich rozmiarów ziaren. Należy również określić przybliżone proporcje pomiędzy ziarnami różnych frakcji. W celu uzyskania precyzyjnego wyniku należałoby jednak



Ryc. 20. Typy wysortowania materiału okruchowego (wg F.J. Pettijohna i in.)
a — bardzo dobre, b — dobre, c — umiarkowane, d — złe



Ryc. 21. Stopień obtoczenia i kulistość ziaren (wg R. Gradzińskiego i in.)

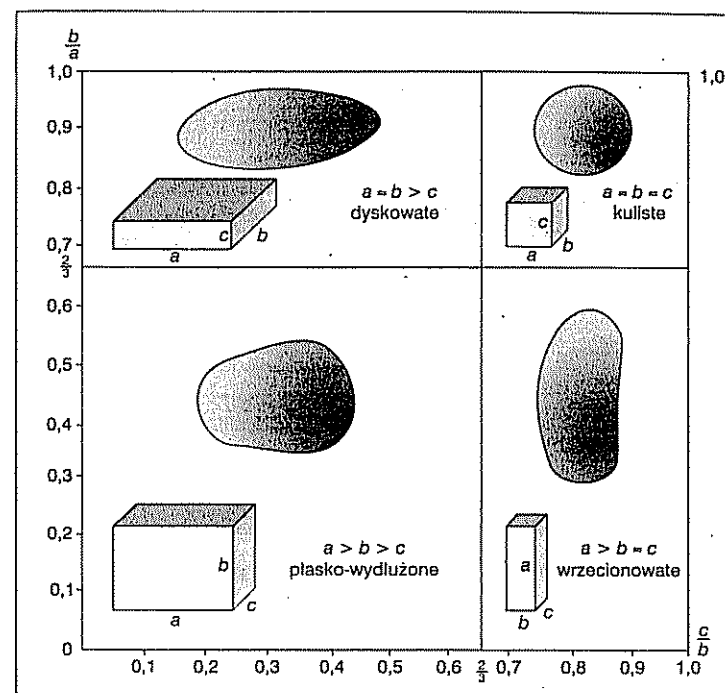
przeprowadzić analizę sitową (granulometryczną) i następnie ustalić proporcje wagowe poszczególnych frakcji.

Stopień obtoczenia (zaokrąglenie krawędzi pierwotnie kanciastych okruszków) dostarcza informacji o warunkach i przebiegu sedymentacji i transportu. Obtoczenie ziaren jest wprost proporcjonalne do długości transportu i odwrotnie proporcjonalne do odporności materiału na ścieranie. Ocena stopnia obtoczenia ma charakter względny. Dla uzyskania porównywalności opisów warto skorzystać z wzorca przedstawionego na rycinie 21.

Kształt ziaren można określić według tych samych zasad, jakie znalazły zastosowanie przy określaniu pokroju mineralów, tzn. przez pomiar ziaren w trzech, wzajemnie prostopadłych, kierunkach. Pomiar taki przeprowadza się najczęściej dla grubej frakcji psefitowej. Dokładny opis kształtu wymaga zmierzenia przynajmniej stu ziaren i porównania uzyskanych danych z diagramem Zingga (ryc. 22). Oznaczając kształt należy koniecznie uwzględnić skład mineralny i budowę wewnętrzną ziaren. Występowanie tekstury kierunkowej w niszczonej skale pierwotnej warunkuje powstawanie ziaren najczęściej płasko-wydłużonych i dyskowatych. Podobnie rzecz się ma w przypadku obecności mineralów o dobrej, jednokierunkowej łupliwości.

Kształt ziaren pozwala w przypadku grubszych frakcji wysnuć wnioski o warunkach transportu i sedymentacji. Specyficzny kształt uzyskują fragmenty skał podlegających korozji. Skały te mają płaskie powierzchnie i wyraźne krawędzie pomiędzy nimi. Noszą one nazwę graniaków lub eoligiptolitów i dowodzą występowania w danym miejscu intensywnego transportu eolicznego, a nawet wskazują dominujące kierunki wiatrów (przy założeniu, że skała nie zmieniła swojego położenia).

Cechy powierzchni ziaren. Na powierzchniach ziaren zachowują się swoiste ślady, pozwalające ocenić przebieg transportu, akumulacji, a niekiedy także diagenety. Materiał transportowany i deponowany przez wiatr ma powierzchnie porysowane i matowe. Transport wodny można zidentyfikować na podstawie błyszczących i gładkich powierzchni ziaren. Ślady drążenia skalotoczy (głównie małży i ślimaków) dowodzą bytności skały



Ryc. 22. Diagram Zingga (wg P. Roniewicza)

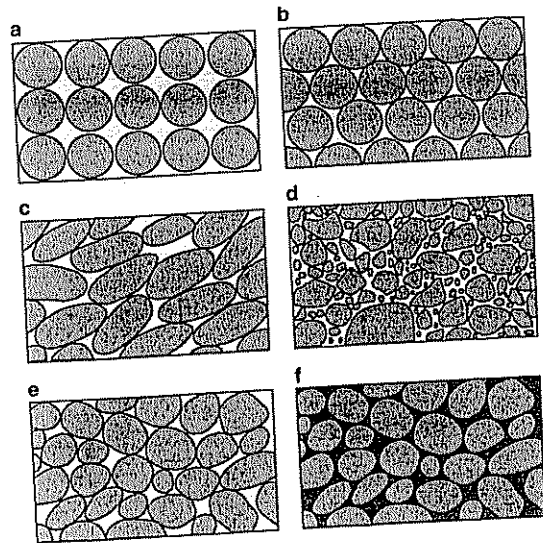
Obok prostopadłościów obrazujących proporcje trzech osi podano przykłady rzeczywistych otoczków zaliczonych do poszczególnych kategorii kształtów

w pewnym okresie w strefie sublitoralnej, gdzie organizmy te występują powszechnie. Równoległe rysy na powierzchni zazwyczaj dużych otoczków świadczą o glacialnym transporcie materiału. Podczas diagenety na styku sąsiadujących ze sobą ziaren następuje rozpuszczanie pod ciśnieniem i powstają wówczas wciski diagenetyczne.

Cechy teksturalne odnoszą się do sposobu ułożenia i upakowania składników okruszkowych, ich orientacji, a w skałach zwięzłych określają także typ spoiwa oraz proporcje okruszków i spoiwa. Znaczący wpływ na cechy teksturalne mogą wywrzeć kompaktacja i lityfikacja osadu.

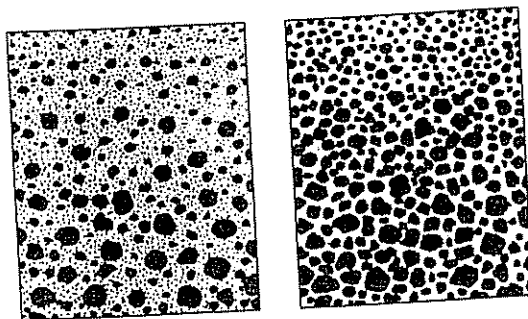
Upakowanie wyraża stopień wypełnienia przez ziarna przestrzeni w skałach. W zależności od stopnia upakowania skały cechują się zróżnicowaną porowatością. Materiał różnoziarnisty jest zazwyczaj lepiej upakowany (zawiera mniej porów), niż równoziarnisty (ryc. 23). W skałach zwięzłych pory są wypełnione spoiwem.

Orientacja składników jest związana z występowaniem wydłużonych lub płaskich ziaren, które układają się zgodnie z kierunkiem transportu (np. ułożenie dachówkowate lub imbrykacja otoczków w korytach strumieni). Skała o uporządkowane w ten sposób składniki ma **teksturę zorientowaną**. Jeśli ziarna są rozrzucone w sposób przypadkowy, mówimy o **teksturze bezładnej**. Niekiedy ziarna układają się w charakterystyczną sekwencję w profilu pionowym. W najniższej części serii osadowej leżą ziarna



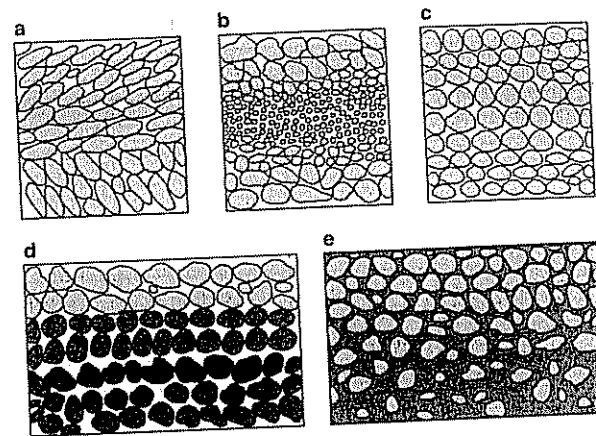
Ryc. 23. Wpływ ułożenia ziaren (a, b), wysortowania (c, d) i ilości spoiwa (e, f) na porowatość (wg M. Książkiewicza)

najgrubsze, zastępowane ku górze przez coraz drobniejszy materiał. Taki układ ziaren o różnej frakcji jest nazywany **uziarnieniem frakcjonalnym** (ryc. 24). Uziarnienie dużo częściej bywa jednorodne, co oznacza, że w całym profilu warstwy dominują ziarna o jednakowych rozmiarach. **Uziarnienie jednorodne** występuje w skałach o wysokim stopniu selekcji, frakcjonalne zaś najczęściej w osadach prądów zawieszinowych (turbidytowych).



Ryc. 24. Uziarnienie frakcjonalne w skałach okruchowych o różnym stopniu selekcji (wg P. Roniewicza)

We wszystkich skałach osadowych występuje **warstwowanie**. Jest ono widoczne dzięki różnicom frakcji, stopnia selekcji, składu mineralnego, zawartości i rodzaju spoiwa, orientacji i upakowania składników (ryc. 25). Opis warstwowania odwołuje się do postaci geometrycznej ławic w odsłonięciu. Na tej podstawie wyróżnia się m.in. warstwowania poziome, skośne, rynnowe, krzyżowe, przekątne i wiele innych typów



Ryc. 25. Sposoby zaznaczania się warstwowania w osadach i skałach (wg P. Roniewicza)
a — zmiana orientacji składników, b — zmiana frakcji składników, c — zmiana sposobu upakowania, d — zmiana składu mineralnego lub litologicznego, e — zmiana rodzaju lub ilości spoiwa

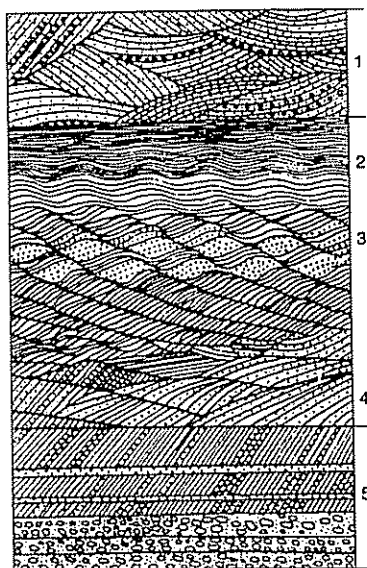
(ryc. 26). Prawidłowy opis warstwowania jest możliwy tylko w odsłonięciu lub na podstawie odpowiednio dużych fragmentów rdzenia wiertniczego.

Spoiwo (cement) jest to substancja cementująca składniki skały okruchowej. Spoiwa mogą różnić się składem chemicznym (tab. 15) lub stosunkiem ilościowym do materiału okruchowego.

Tabela 15. Typy chemiczne spoiwa w skałach klastycznych i ich identyfikacja

Substancja budująca spoiwo	Nazwa spoiwa	Cechy rozpoznawcze
Krzemionka	krzemionkowe	znaczna twardość i zwięzłość skały, niekiedy nawet szklisty połysk
Tlenki i wodorotlenki żelaza	żelaziste	żółte, czerwone lub brunatne zabarwienie
Dolomit	dolomityczne	burzy z HCl po sproszkowaniu lub na gorąco
Kalcyt	wapniste	burzy z HCl
Kalcyt i il	margliste	burzy z HCl i pozostawia ilasty osad
Minerały ilaste	ilaste	mała zwięzłość skały (pojedyncze ziarna dają się wykruszać paznokciem), rozmiękanie w wodzie

Bardzo często występują spoiwa mieszane, np. krzemionkowo-żelaziste. Można je rozpoznać na podstawie występowania cech dwóch różnych spoiw. Wspomnianemu spoiwu krzemionkowo-żelazystemu skała zawdzięczać będzie znaczną zwięzłość i jednocześnie czerwone zabarwienie.



Ryc. 26. Typy warstwowania w skałach okruchowych (wg G.A. Andreasena)

1 — wielokierunkowe warstwowanie krzyżowe, 2 — poziome warstwowanie skal ilastych, 3 — jednokierunkowe warstwowanie faliste, 4 — pochyle warstwowanie skośne, 5 — warstwowanie poziome

Spoiwo typu kontaktowego zajmuje tylko niewielką część objętości skały i wypełnia wolne przestrzenie pomiędzy ziarnami. Znacznie większy udział może mieć **spoiwo typu masy wypełniającej**, gdzie ziarna pozostają „zawieszone” w dużej ilości substancji cementującej skałę. **Spoiwo chemiczno-detrytyczne** różni się od masy wypełniającej znaczną domieszką matriksu, tzn. drobnego materiału detrytycznego.

Opis spoiwa w skale okruchowej powinien zawierać nie tylko jego skład chemiczny, ale także przybliżony udział w skale, jednorodność lub jej brak, odporność (zwięzłość), porowatość i inne.

W skałach mogą występować również inne cechy teksturalne, do których należą m.in.: ripplemarki prądowe, falowe i eoliczne, szczeliny z wysychania, ślady i hieroglify. Niektóre z nich bywają czytelne również na niewielkich próbkach, chociaż lepsze wyniki daje analiza skał w odsłonięciu.

Systematyka skał klastycznych odwołuje się głównie do frakcji, co pozwala wyróżnić cztery główne grupy skał (tab. 16). Dodatkowo we frakcji psefitowej wykorzystano stopień obtoczenia ziaren oraz wyróżniono frakcję najgrubszą z ziarnami o średnich rozmiarach powyżej 100 mm. Cementacja skały lub jej brak stanowią podstawę do wyróżniania skał luźnych i zwięzłych.

Pełna nazwa zwięzłej skały okruchowej jest trójczłonowa. Na początku podaje się rodzaj spoiwa lub spoiw, używając przymiotnika zgodnego z tabelą 15. Potem następuje właściwa nazwa skały, odnosząca się do wielkości i, ewentualnie, stopnia obtoczenia składników ziarnistych (tab. 16). Na końcu umieszcza się informację o głównym składniku skały. Skała np. zbudowana z kanciastych okruchów wapieni i dolomitów o rozmiarach ok. 30-50 mm, scementowanych krzemionką i związkami żelaza nosi nazwę krze-

Tabela 16. Systematyka skał klastycznych

Frakcja	Nazwa składników	Skała		Wymiary składników
		luźna	zwięzła	
Psefitowa (żwirowa)	blok głaz	blokowisko głazowisko		> 100 mm
	okruch otoczek	gruz żwir	brekcja zlepniec	2-100 mm
Psamitowa (piaskowa)	ziarno	piasek	piaskowiec	0,1-2 mm
Aleurytowa (mulowa, pyłowa)	ziarno	muł	mułowец	0,01-0,1 mm
Pelitowa (iłowa)	ziarno	ił	iłowiec	< 0,01 mm

mionkowo-żelazistej brekcji wapienno-dolomitowej. W analizie makroskopowej powyższy schemat ma zastosowanie tylko do skał o stosunkowo grubej frakcji (psefitowej lub psamitowej).

5.2.2. Przegląd skał okruchowych i rezydualnych

5.2.2.1. Skały piroklastyczne

Skały piroklastyczne powstają z materiału wyrzuconego przez wulkany i nagromadzonego na powierzchni ziemi w mniejszej lub większej odległości od krateru. Stanowią one ogniwo pośrednie pomiędzy typowymi skałami magmowymi i osadowymi. Skały piroklastyczne cechują się najczęściej złym wysortowaniem, obecnością zarówno fenokryształów, jak i drobnych fragmentów skał oraz szkliwa wulkanicznego.

Bloki i bomby wulkaniczne osiągają rozmiary od kilku centymetrów do wielu metrów sześciennych. Bloki mają zwykle kształty kanciaste, bomby zaś wrzecionowate, co wiąże się z wirowym ruchem lawy w powietrzu podczas zastygania. Znacznie mniejsze fragmenty zakrzepłej lawy o rozmiarach do kilku centymetrów noszą nazwę **lapilli**. Niekiedy są wyróżniane również **scoria**, które odróżnia od lapilli gąbczasta tekstura. Najdrobniejszy materiał piroklastyczny jest wyrzucany przez wulkany w postaci popiołów i piasków wulkanicznych (nieco grubsze ziarna). Powstawanie drobnego materiału wynika z rozpylenia lawy podczas gwałtownego wybuchu. Popioły i piaski wulkaniczne przyjmują zabarwienie białe do popielatoszarego.

Materiał piroklastyczny może ulec skonsolidowaniu i utworzyć **brekcję wulkaniczną**, **tuf wulkaniczny** lub **tufit**. W skład brekcji wulkanicznych wchodzi grube, kanciaste ziarna zakrzepłej lawy oraz innych skał wyrwanych i rozkruszonych podczas erupcji. Luki pomiędzy blokami i bombami wulkanicznymi może wypełnić lawa lub popiół wulkaniczny. Tufy wulkaniczne różnią się od brekcji właściwie tylko proporcjami pomiędzy składnikami. Dominują w nich piaski i popioły wulkaniczne, a ewentualne większe ziarna stanowią tylko nieznaczną domieszkę. Mały ciężar właściwy tufów wynika z ich znacznej porowatości. Odmianą tufów powstającą w środowisku wodnym są tufity. Często spotyka się w nich ślady laminacji oraz ziarna niewulkanicznego pochodzenia.

Na terenie Polski tufy wulkaniczne występują w utworach karbońskich, permskich i trzeciorzędowych Dolnego Śląska, gdzie towarzyszą różnym typowym skałom wulkanicznym oraz w okolicach Krzeszowic koło Krakowa (tufy filipowickie).

5.2.2.2. Psefity

Do psefitów są zaliczane skały o średnich rozmiarach ziaren przekraczających 2 mm. Grupa ta obejmuje blokowiska, głazowiska, gruzy, brekcje, żwiry i zlepieńce (konglomeraty).

Blokowiska są to nagromadzenia ostrokrawędzistych bloków skalnych o rozmiarach przewyższających 100 mm, występujące w piargach i gołoborzach. Bloki skalne na ogół podlegają tylko grawitacyjnemu przemieszczeniu w dół stoku. Dalszy transport doprowadziłby do złagodzenia krawędzi oraz naroży i przekształcenia w głazowisko.

W **głazowiskach** ziarna cechują się przynajmniej częściowym obtoczeniem, wynikającym z obróbki podczas transportu. Głazowiska są związane ze środowiskami o bardzo wysokiej dynamice i dlatego występują najczęściej w dolinach rzek górskich, u podnóża wybrzeży klifowych mórz i jezior oraz w przemitych utworach glacialnych lub fluwioglacjalnych.

Gruz jest złożony z ostrokrawędzistych fragmentów skał i ziaren mineralnych o frakcji od 2 do 100 mm. Materiał taki gromadzi się najczęściej u podnóża stoków oraz u wylotów żlebów w postaci stożków nasypowych (piargów). Scementowany gruz nosi nazwę **brekcji**. Podział brekcji jest przeprowadzany na podstawie warunków powstawania. Pozwala on wyróżnić wspomnianą już **brekcję wulkaniczną**, złożoną ze scementowanego materiału piroklastycznego, oraz liczne rodzaje **brekcji osadowych**. Należą do nich brekcje piargowe, powstające na skutek scementowania materiału stożków piargowych, brekcje krasowe, zawdzięczające swe powstanie zapadaniu stropów nad komorami krasowymi, brekcje kostne, klifowe, rafowe i inne.

Obtoczone ziarna o frakcji od 2 do 100 mm (otoczaki) stanowią składnik **żwirów**. Skały te są związane ze środowiskami o stosunkowo wysokiej dynamice, np. doliny rzek górskich, utwory fluwioglacjalne, osady na tarasach abrazyjnych u stóp klifów. Lityfikacja żwirów prowadzi do powstania **zlepieńców** (konglomeratów). Funkcjonuje również ców jest przeprowadzany na podstawie zróżnicowania składników. Do najbardziej znanych należy **zlepienieć zyguntowski** z permskich utworów Gór Świętokrzyskich. Zawdzięcza on nazwę wykorzystaniu w XVII w. jako surowca do wzniesienia pierwszej Kolumny Zygmunta III Wazy w Warszawie (obecna jest wytoczona z granitu strzegomskiego).

Skały psefitowe, dzięki rozmiarom ziaren, umożliwiają dokładną analizę budowy wewnętrznej oraz składu mineralnego i litologicznego. Najczęściej istnieje dzięki temu możliwość precyzyjnego określenia miejsca pochodzenia materiału okruszowego (obszaru alimentacyjnego), środowiska sedymentacji, a także warunków i długości transportu. Wraz z długością transportu maleje udział mineralów i skał łatwo wietrzejących, a dominującą rolę przejmują otoczaki kwarcu i kwarcytów.

5.2.2.3. Psamity

Luźne skały o frakcji psamitowej są określane jako **piaski**, zwięzłe zaś jako **piaskowce**. Materiał wchodzący w skład tych skał podlegał długiemu, często wielokrotnemu i odby-

wającemu się w różnych środowiskach, transportowi. W takich warunkach mogły przetrwać tylko najodporniejsze minerały. W związku z tym najważniejszym składnikiem większości piasków i piaskowców jest kwarc. Towarzyszą mu często granaty, rutyl, cyrkon, magnetyt, korund i inne minerały ciężkie. Do wyjątków należą skały psamitowe zbudowane z ziaren gipsu (White Sands w USA), wapieni koralowych (wyspy koralowe strefy międzyzwrotnikowej) czy bazaltów (czarne piaski wysp wulkanicznych).

Cechy strukturalne i teksturalne skał frakcji psamitowej pozwalają w wielu przypadkach określić środowisko powstawania skały, a także zmiany i procesy, jakim skała podlegała już po akumulacji. **Piaski i piaskowce powstające w strefie płytkomorskiej** charakteryzują się dobrym obtoczeniem i wysokim stopniem selekcji, o których decyduje długotrwała obróbka przy stosunkowo niewielkiej zmienności dynamiki wód. Osady te zawierają często domieszkę ziaren glaukonitu, a miejscami także koncentracje mineralów ciężkich (np. wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku). Należy jednak pamiętać, że współczesne piaski morskie wybrzeża Bałtyku reprezentują w znacznej części przerozbiory materiał fluwioglacjalny i glacialny. **Piaski rzeczne** miewają różny stopień selekcji, zależny od siły transportowej rzeki i jej zmienności. Stopień obtoczenia ziaren transportowanych przez rzekę jest wprost proporcjonalny do ich wielkości. Ziarna o rozmiarach poniżej 0,3 mm nie podlegają obtoczeniu ze względu na amortyzujący wpływ cienkiej błonki wody otaczającej ziarna i wysoką lepkość ośrodka, w którym bezpośredni kontakt najdrobniejszych ziaren jest bardzo utrudniony. Kenozoiczne piaski rzeczne należą do najpospolitszych skał osadowych naszego kraju. Jeszcze częściej występują w Polsce **piaski fluwioglacjalne** (rzczołodowcowe). Cechują się one słabszym obtoczeniem i znacznie niższym stopniem selekcji niż piaski rzeczne. Zdarzają się w nich często wkładki żwirowe, a skład mineralny jest bardzo zróżnicowany. **Piaski i piaskowce pochodzenia eolicznego** wykazują wysoki stopień selekcji i dobre obtoczenie, przy czym powierzchnia ziaren jest zmatowiona i porysowana. Na terenie Polski transport eolicznemu podlegał najczęściej starszy materiał fluwioglacjalny lub morski. Stosunkowo krótki czas obróbki eolicznej spowodował, że czwartorzędowe piaski wydmy zachowały nieraz wyraźne cechy pierwotnego środowiska sedymentacji, a zmiany eoliczne były stosunkowo niewielkie. W takich przypadkach szczegółowa analiza pochodzenia materiału powinna być wsparta badaniami terenowymi.

Systematyka piaskowców w dużym stopniu opiera się na składzie mineralnym ziaren i spoiwa oraz lokalizacji odsłoneń, natomiast środowisko sedymentacji jest traktowane jako kryterium drugorzędne. Stosunkowo duży zasięg na terenie Polski mają piaskowce dolnotriasowe, określane lokalnymi nazwami jako piaskowce wąchockie, tumlińskie i inne. Piaskowce te mają brunatnoczerwone zabarwienie i składają się głównie z umiarkowanie obtoczonych ziaren kwarcu z niewielkimi domieszkami mineralów ciężkich oraz muskowitu. Miejscami występują w nich wkładki osadów drobniejszej frakcji. Młodsze (dolnojurajskie) piaskowce szydlowieckie i ich odpowiedniki (np. piaskowce Młodzkie) są zabarwione jasnokremowo, a wietrzejąc zmieniają zabarwienie na jaśniejsze. W osadach transgresyjnych młodszej kredy powszechnie występują, słabo wysegregowane i zawierające często domieszki skałeni, piaskowce ciosowe. Ich spektakularne odsłoneńcia są zlokalizowane w depresjach śródsudeckiej i północnosudeckiej. Rozległe wychodnie piaskowców o różnych nazwach lokalnych znajdują się na terenie Karpat fliszowych i zapadliska przedkarpackiego.

Do skał osadowych frakcji psamitowej również są zaliczane **kwarcyty**. Określa się tak przekrystalizowane piaskowce kwarcowe o spoiwie krzemionkowym. Rekrystalizacja spoiwa doprowadziła w nich do zaniku odrębności poszczególnych ziaren, co sprawia, że skała zachowuje się podobnie jak czysty kwarc, tzn. miewa przełam muszlowy i przy rozbijaniu tworzy ostrokrawędziste odłamki. W celu odróżnienia od kwarcytów pochodzenia metamorficznego określa się je jako ortokwarcyty, a kwarcyty metamorficzne noszą nazwę metakwarcytów. Ogniwo przejściowe pomiędzy piaskowcami i kwarcytami stanowią **piaskowce kwarcytowe** lub kwarcytowe, w których rekrystalizacja spoiwa zaszła tylko częściowo. Zarówno kwarcyty, jak i piaskowce kwarcytowe, odsłaniają się w Górach Świętokrzyskich (m.in. gołoborza w Łysogórach) i w Tatrach oraz występują w postaci głazów narzutowych przywleczonych ze Skandynawii, np. różowawe i czerwone piaskowce jotnickie.

Specyficzną, odrębną pozycję zajmują **skały polimiktyczne**, tj. arkozy i szarogłazy. Teoretycznie jest możliwe występowanie takich skał w każdej frakcji, ale w rzeczywistości arkozy są reprezentowane tylko przez skały o frakcji psefitowej i psamitowej, szarogłazy zaś występują najczęściej we frakcji psamitowej, chociaż niekiedy zdarzają się również wśród skał o ziarnach drobniejszych i grubszych. Skład i geneza arkozy praktycznie uniemożliwiają występowanie tej skały we frakcji drobniejszej od psamitowej, ponieważ takie rozdrobnienie materiału wymaga odpowiednio długiego wietrzenia i transportu, a w takich warunkach skałenie uległoby rozkładowi. Geneza szarogłazów nie wyklucza istnienia aleurytowych skał tego typu, ale ich rozpoznanie bez pomocy mikroskopu jest niemożliwe.

Arkoza jest to skała okruchowa zwięzła, różniąca się od typowych piaskowców kwarcowych i zlepieńców wysoką zawartością skałeni (ponad 20%). Arkozy powstają w środowisku lądowym, w którym materiał podlega krótkiemu, gwałtownemu transportowi i szybkiej sedimentacji, a następnie równie szybko zostaje przykryty młodszymi osadami. Takie warunki występują w środowisku pustynnym — zwłaszcza po efemerycznych opadach, a także na obszarach górskich i w środowiskach glacialnych. Arkozy są zwykle słabo wysortowane, złożone z ziaren o niskim stopniu obtoczenia i zabarwione na żółto aż do czerwonego. Ziarna skałeni w arkozach mają zwykle kształty kanciaste, co wynika z dobrej lupliwości tego minerału.

Szarogłazy są zbudowane głównie z kanciastych ziaren kwarcu, skałeni, mik i minerałów ciemnych oraz licznych fragmentów skał — najczęściej obojętnych lub zasadowych skał wulkanicznych. Przyjmują one zabarwienie ciemnoszare, szarzielone do niemal czarnego oraz cechują się złym wysortowaniem. Szarogłazy powstają w środowisku morskim i stanowią typowy osad prądów zawieszinowych.

Skały pośrednie pomiędzy szarogłazami lub arkozami i typowymi piaskowcami kwarcowymi to piaskowce szarogłazowe i piaskowce arkozowe. Arkozy i piaskowce arkozowe odsłaniają się w okolicach Krakowa i w Sudetach, szarogłazy zaś występują w utworach fliszu karpackiego i w osadach karbońskich w Sudetach.

5.2.2.4. Aleuryty

Ziarna o frakcji aleurytowej rzadko tworzą samodzielne skały. Najczęściej występują jedynie jako domieszka w drobnoziarnistych psamitach lub w skałach pelitowych. Muly

i pyły reprezentują luźne skały frakcji aleurytowej. **Mul** powstaje w środowisku wodnym, **pył** zaś w środowisku eolicznym. Skały zwięzłe analogicznej frakcji są nazywane **mulowcami** bez względu na środowisko transportu i depozycji. Niektóre mulowce, w efekcie procesów diagenetycznych, wykazują w mniejszym lub większym stopniu oddzielność lupkową. Noszą one nazwę **lupków mulowych**.

Lessy powstają w warunkach eolicznych na peryferiach obszarów pustynnych lub na przedpolu lodowca w klimacie peryglacialnym. Są to skały pylaste, złożone z pyłu kwarcowego, minerałów ilastych, węglanu wapnia (zwykle do 30%) i limonitu. Zawartość węglanu wapnia decyduje o intensywnej reakcji z rozcieńczonym kwasem solnym. Należy jednak zastrzec, że zawartość kalcytu może znacznie zmniejszyć się na skutek przemycia przez wody opadowe. Przemity less może nie reagować z kwasem. Wymyty węglan wapnia koncentruje się na większej głębokości w postaci tzw. kukielek lessowych. Może on również inkrustować osad w otoczeniu korzeni roślin. Po rozkładzie korzeni zachowują się w skałe same, puste wewnątrz, rurki. Lessy mają zabarwienie żółtoszare do żółto-brązowego, są bardzo lekkie i porowate, dają się rozetrzeć w palcach. Zazwyczaj nie wykazują żadnego warstwowania, chyba że osadzały się w środowisku wodnym, bądź uległy redepozycji.

5.2.2.5. Pelity i właściwe skały ilaste

Skały okruchowe frakcji pelitowej zawierają zwykle znaczną domieszkę minerałów autogenicznych i ich jednoznaczne oddzielenie od skał ilastych pochodzenia chemicznego lub rezydualnego jest niemożliwe. W związku z tym niektóre skały zbudowane głównie z minerałów ilastych, bądź z innych minerałów, ale występujących we frakcji ilastej, zostały omówione razem. Głównymi składnikami skał należących do przedstawianej grupy są: illit, kaolinit i montmorylonit, a niekiedy także bardzo drobne ziarna kwarcu.

Skały ilaste są bardzo higroskopijne. Mogą wchłonąć nawet od 40 do 70% wody w stosunku do pierwotnej objętości. W stanie wilgotnym skały te są **plastyczne** i bardzo trudno przepuszczalne dla wody. Wraz z wysychaniem **plastyczność** zanika. Dzięki odporności na wysoką temperaturę skały ilaste stały się cennym surowcem do produkcji materiałów ogniotrwałych. Wykorzystuje się również inną ich cechę, tj. zdolność wchłaniania (sorpcji) niektórych substancji koloidalnych, barwiących i oleistych, włącznie z ropą naftową.

Luźne skały z grupy aleurytów i pelitów cechują się pozorną zwięzłością, którą możemy określić jako **spoistość**. Polega ona na pozornym zestaleniu skały podczas wysychania. Po zmoczeniu skały spoistej rozdziela się ona na pojedyncze ziarna, bądź staje się plastyczna, jak ily i gliny.

Kaolin (glinka ogniotrwała) jest złożony głównie z minerału kaolinitu, natomiast lyszczki, skałenie i detrytus kwarcowy odgrywają podrzędną rolę. Skała ta jest twarda i śliska w dotyku, miękka, krucha i łatwo rozciera się w palcach. Kaolin ma najczęściej teksturę bezładną i masywną oraz jasne zabarwienie.

Bentonit jest skałą niemal monomineralną, złożoną głównie z montmorylonitu, będącego produktem podmorskiego wietrzenia popiołów wulkanicznych. W niewielkich ilościach mogą w nim występować domieszki illitu, a niekiedy także innych minerałów. Bentonity są białe lub jasnoszare, kruche i wykazują wyjątkowe właściwości ab-

sorpcyjne, co pozwala wykorzystać je jako substancję chłonącą np. oleje, naftę, przykre zapachy. Chłonącą wodę skała ta powiększa kilkukrotnie swoją objętość (nawet ośmiokrotnie).

Iły należą do skał luźnych (w stanie suchym spoistych) o frakcji pelitowej. Ich powierzchnia jest tłustawa i śliska w dotyku. Skały te łatwo można zarysować paznokciem, a po chuchnięciu na nie pojawia się wyczuwalny zapach ziemi. Typowym przedstawicielem tego typu petrograficznego jest **il pstry poznański**, złożony głównie z illitu. Iły pstry osadzały się w neogeńskim jeziorze, położonym w środkowej Polsce. Mają one najczęściej szaroniebieskawe zabarwienie, ale pod wpływem wietrzenia pojawiają się na nich brunatne i żółte plamy — stąd nazwa.

W jeziorach zastoiskowych, usytuowanych na przedpolu lądolodów, tworzyły się osady drobnoklastyczne, określane tradycyjnie jako **ily warwowe**. Nazwa niezupełnie odpowiada rzeczywistości, ponieważ skały te cechują się sezonową zmiennością frakcji. W lecie, na skutek przyspieszonej ablacji, do jeziora napływało dużo materiału o frakcji mułowej, a nawet psamitowej. Wysoki udział kwarcu decydował o jego jasnym zabarwieniu. Zimą sedymentacja była bardzo powolna i powstawały znacznie cieńsze warstewki ilaste o ciemnoszarym (prawie czarnym) zabarwieniu. Cykliczna sedymentacja osadów warwowych posłużyła do datowania utworów plejstocénskich (warwochronologia).

Odpowiednikiem ilów wśród skał zwięzłych jest **iłowiec**. Iłowce cechują się bezładną teksturą i najczęściej szarym, ale niekiedy też czerwonym, brunatnym, niebieskawym lub czarnym zabarwieniem. Paznokciem nie można ich zarysować, ale łatwo ustępują pod nożem lub szkłem. Podobnie jak ily, po chuchnięciu wydzielają specyficzny zapach ziemi. **Łupki ilaste** (iłolupki) różnią się od ilowców jedynie wyraźną blaszkową lub warstwową teksturą (oddzielnością). Zarówno iłowce, jak i łupki ilaste, mogą zawierać niewielką domieszkę ziaren frakcji aleurytowej oraz kalcytu. Ich reakcja z rozcieńczonym kwasem solnym jest jednak bardzo słaba, bądź zupełnie niedostrzegalna makroskopowo. Bardzo intensywne przemiany diagenetyczne (na pograniczu anchimetamorfizmu) prowadzą do wykształcenia w łupkach ilastych bardzo gęstych i niemal idealnie płaskich powierzchni oddzielności, pozwalających uzyskać płyty o grubości poniżej 1 cm i powierzchni dochodzącej nawet do 1 m². Tak silnie zdiagenezowane skały są nazywane **łupkami dachowymi**. W przeszłości rzeczywiście były one wykorzystywane do krycia dachów. Łupki dachowe różnią się od typowych łupków metamorficznych i fylitów brakiem połysku na powierzchniach oddzielności.

Gliny tradycyjnie są zaliczane do skał ilastych, chociaż równie dobrze można je włączyć do dowolnej frakcji skał okruchowych i rezydualnych. Zawierają one materiał o bardzo zróżnicowanej wielkości: począwszy od ilastego, aż po olbrzymie glazy i bloki. Grubsze ziarna w glinach są bardzo słabo obtoczone, bądź zupełnie nie wykazują śladów obróbki. Gliny są zabarwione na szaro, żółtawo, brązowo lub czerwono-brunatno. W stanie wilgotnym skały te są plastyczne, po wyschnięciu zaś stają się kruche i twarde. Po nasyceniu wodą odzyskują pierwotną plastyczność. Można je zatem zaliczyć do skał spoistych. Większość glin zawiera domieszkę węgla wapnia, wykrywalną w reakcji z rozcieńczonym kwasem solnym. W trakcie wietrzenia może jednak dojść do odwapnienia skały. Gliny stanowią produkt procesów wietrzeniowych lub akumulacji glacialnej (gliny lodowcowe). W Polsce niżowej gliny lodowcowe należą do najpospolitszych

skał występujących na powierzchni. Zlityfikowane, kopalne gliny lodowcowe, znane m.in. z prekambriu Finlandii oraz paleozoiku Afryki i innych kontynentów, są określane jako tility.

5.2.3. Makroskopowy opis skał klastycznych

Na podstawie analizy makroskopowej jest możliwy opis skał frakcji pefitowej i psamitowej. Powinien on być przeprowadzany zgodnie z przedstawionym poniżej schematem:

- identyfikacja struktury z uwzględnieniem wszystkich kryteriów,
- opis cech teksturalnych (zawartość spoiwa można oszacować przez porównanie z wzorcem przedstawionym na ryc. 19),
- dokładny opis poszczególnych składników: zarówno minerałów, jak i fragmentów skał, ocena proporcji pomiędzy składnikami,
- określenie innych cech: sposobu wietrzenia, występowania skamieniałości; w odsłonięciu dodatkowo opis oddzielności ciosowej lub innej, zmienności przestrzennej i stosunku do skał otaczających,
- podanie na podstawie trzech pierwszych punktów pełnej, trójczłonowej nazwy skały.

Dla skał o drobniejszej frakcji jest konieczne przeprowadzenie badań mikroskopowych, bądź zastosowanie zupełnie innych kryteriów. Na podstawie doświadczeń zebranych podczas badań terenowych, gdzie nie ma możliwości wykorzystania specjalistycznego sprzętu, udało się wypracować odrębny schemat opisu skał drobnoklastycznych i ilastych. Opis taki powinien zawierać:

- frakcję, określoną na podstawie charakteru powierzchni, bądź zachowania się materiału w zębach (trzeszczenie lub jego brak),
- ocenę zwięzłości lub spoistości skały (na podstawie testu rozmaczania w wodzie),
- teksturę, np. łupkowa, masywna,
- stopień plastyczności („tłusta”, plastyczna, sucha, piaszczysta),
- kolor w stanie suchym i ewentualnie wilgotnym,
- analizę domieszek — węglista zaznacza się ciemną barwą, bitumiczna barwą i zapachem, a przy dużej zawartości bituminów pozostawianiem tłustawej plamy na podłożonym papierze, glaukonit — zielonkawym zabarwieniem skały,
- określenie innych cech: sposobu wietrzenia, występowania skamieniałości lub ichnoskamieniałości; w odsłonięciu dodatkowo opis zmienności przestrzennej i stosunku do skał otaczających.

5.2.4. Skały rezydualne

Największy zasięg wśród skał rezydualnych mają **skały alitowe**. Stanowią one produkt wietrzenia chemicznego w klimacie gorącym wilgotnym lub śródziemnomor-

skim. Krzemionka i węglany są wówczas ługowane ze zwietrzliny, a na miejscu pozostają prawie wyłącznie tlenki i wodorotlenki żelaza i glinu, tworzące nierozpuszczalne rezydium. Skąły alitowe cechują się bardzo drobnoziarnistą strukturą oraz bezładną, masywną lub porowatą teksturą. Zawartość związków żelaza decyduje o czerwonym, żółtym lub brunatnym zabarwieniu skał tej grupy. Do skał alitowych są zaliczane: terra rosa, lateryty i boksyty. **Terra rosa** (czerwona ziemia) powstaje z domieszek ilastych w skałach węglanowych w trakcie procesów krasowych, zachodzących w ciepłym, wilgotnym klimacie. Odprowadzeniu krzemionki zawartej w minerałach ilastych sprzyja skrajnie zasadowe środowisko. **Lateryty** i **boksyty** powstają na skutek wietrzenia skał bogatych w skalenie: granitów, arkoz i gnejsów. Podstawową różnicę pomiędzy tymi skałami stanowi zdecydowanie mniejsza zawartość związków żelaza w boksytach — do 20%. Do skał rezydualnych są zaliczane również niektóre skały ilaste i gliny zwietrzelinowe (rezydualne).

5.3. Skały organogeniczne i chemogeniczne (chemiczne)

Skały chemiczne powstają wskutek wytrącania się pewnych substancji z roztworów wodnych w środowisku morskim lub jeziornym. W podobny sposób tworzą się też **skały biochemiczne**, ale w tym przypadku wytrącanie związków chemicznych z roztworów następuje na skutek działalności fizjologicznej organizmów lub pod wpływem zmian chemicznych, zachodzących podczas rozkładu szczątków organicznych. Właściwe **skały organogeniczne** stanowią nagromadzenie szczątków zwierząt lub roślin.

Ustalenie ścisłej granicy pomiędzy skałami chemicznymi i organogenicznymi nie jest możliwe, ponieważ niektóre typy petrograficzne mogą powstawać zarówno na skutek chemicznego wytrącania substancji z roztworu, jak i przez akumulację szczątków organizmów. Jako przykład posłużyć mogą niektóre wapienie i skały krzemionkowe. W związku z tym dalszy podział skał organogenicznych i chemicznych jest przeprowadzany na podstawie składu mineralnego. Pozwala on wyróżnić skały węglanowe, krzemionkowe (niedetrytyczne), żelaziste i manganowe, fosforanowe, siarczanowe i solne oraz kaustobiolity.

5.3.1. Skały węglanowe

5.3.1.1. Wapienie

Najbardziej rozpowszechnionymi skałami węglanowymi są **wapienie**, utworzone z CaCO_3 . Współczesne osady wapienne składają się z kalcytu i aragonitu, natomiast w starszych utworach aragonit uległ już rekrystalizacji i przekształcił się w kalcyt. Świeżo złożony osad wapienny jest miękki i luźny. Dopiero w procesie **lityfikacji** przekształca się w litą skałę. Jedynie wapienie rafowe powstają od razu w postaci twardej skały, w której szczątki organizmów zostają zachowane w pozycji przyżyciowej.

W skład wapieni wchodzi mikrytowa lub sparytowa masa podstawowa oraz różnego rodzaju składniki ziarniste. **Mikryt** jest to materiał węglanowy o bardzo drobnej frakcji (tysięczne części milimetra). Mikrytowa masa podstawowa może występować jako jedy-

ny składnik wapienia lub jako spoiwo wśród składników ziarnistych. **Sparyt** tworzą zespolone kryształki CaCO_3 o wymiarach powyżej 0,01 mm. W nielicznych przypadkach sparytową masę podstawową można zidentyfikować gołym okiem. Sparyt występuje w wapieniach prawie wyłącznie jako spoiwo, cementujące składniki ziarniste.

Klasyfikacja wapieni jest oparta na głównych składnikach. Wapienie zbudowane wyłącznie lub prawie wyłącznie z mikrytowej masy podstawowej noszą nazwę **wapieni mikrytowych**, a wszystkie wapienie zawierające jakiekolwiek składniki ziarniste są zaliczane do zróżnicowanej grupy **wapieni ziarnistych**. Na podstawie rodzaju masy podstawowej w wapieniach ziarnistych wyróżnia się ich odmiany sparytowe lub mikrytowe. W praktyce jednak makroskopowa identyfikacja typu masy podstawowej bywa bardzo trudna. O wiele częściej podział wapieni ziarnistych odbywa się na podstawie rodzaju składników ziarnistych. Wyróżnia się wówczas **wapienie organogeniczne** i **nieorganogeniczne**, a wśród organogenicznych: **zoogeniczne** (powstałe przy udziale zwierząt), **fitogeniczne** (pochodzenia roślinnego) i **organodetrytyczne**. Ze względu na możliwość występowania ziaren różnego pochodzenia w tej samej skale, jednoznaczne przypisanie wapienia do konkretnej grupy genetycznej nie zawsze jest możliwe. Odrębną pozycję zajmują wapienie rafowe, które pod względem genetycznym należą do wapieni organogenicznych, ale ich zaliczenie do wapieni ziarnistych budzi poważne wątpliwości, ponieważ budują je lite szczątki organizmów, zachowane w pozycji przyżyciowej.

Wszystkie wapienie intensywnie reagują z rozcieńczonym kwasem solnym. Po zakropleniu kwasu na próbkę skały wapiennej następuje wzburzenie roztworu, wynikające z wydzielania dużej ilości dwutlenku węgla. Wapienie pozbawione domieszek mają biały kolor, ale bardzo często związki żelaza i inne substancje nadają im bardzo zróżnicowane zabarwienia. Przełam większości skał tego typu jest matowy. Wyraźnie błyszczące powierzchnie występują tylko w wapieniach krynoidowych, naciekowych i krystalicznych (np. wypełniających szczeliny w skałach). Cecha ta pozwala odróżnić makroskopowo wapienie od niektórych marmurów. Identyfikacja typu wapieni wymaga stwierdzenia braku lub obecności składników ziarnistych i oznaczenia ich rodzaju. Dodatkowo mogą być wykorzystane inne właściwości, jak porowatość i związana z nią lekkość skały, podatność na ścieranie, charakterystyczne dla danego typu zabarwienie.

5.3.1.1.1. Ważniejsze rodzaje wapieni

Wapienie mikrytowe (pelitowe) składają się z bardzo drobnoziarnistego osadu wapiennego, wytrąconego chemicznie lub biochemicznie w środowisku niskoenerygetycznym. Makroskopowo nie dostrzega się w nich żadnych składników ziarnistych. Powierzchnia przełamu jest gładka, niekiedy muszlowa i na ogół jednolicie zabarwiona. Wapienie mikrytowe należą do najpospolitszych odmian wapieni.

Wapienie organodetrytyczne są zbudowane z bioklastów, czyli pokruszonych fragmentów szczątków różnych organizmów. Makroskopowo zwykle nie jest możliwe precyzyjne określenie, z jakich organizmów powstawały bioklasty.

Wapienie rafowe są jedynymi wapieniami nie przechodzącymi przez stadium luźnego osadu. Współczesne wapienie rafowe są zbudowane głównie przez koralowce sześciopromienne. W przeszłości funkcję rafotwórczą spełniały również inne organizmy: gąbki (skałki na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej to właśnie biohermy gąbkowe), mszywoły, koralowce czteropromienne denkowce i małże.

Wapienie krynoidowe są zbudowane z elementów szkieletowych liliowców. Liliowce, podobnie jak wszystkie pozostałe szkarłupnie, budowały płytki i inne twarde elementy z pojedynczych kryształów kalcytu, które bez większych problemów można rozpoznać makroskopowo (na przełamie skały są widoczne błyszczące powierzchnie łupliwości tego minerału). Szczególnie łatwo są identyfikowalne człony łodyg liliowców — trochity, będące okrągłymi lub pięciokątnymi płytkami z otworkiem w środku.

Wapienie muszlowe składają się z całych lub częściowo pokruszonych muszli różnych bezkręgowców: małży, ramienionogów, amonitów, łodzików, ślimaków lub małżoraczków.

Wapienie gąbkowe zawierają znaczne ilości skalcyfikowanych igieł lub większych fragmentów ciał i szkieletów gąbek. Skały te występują w Polsce w utworach późnej jury na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej i w regionie świętokrzyskim.

Wapienie numulitowe składają się z soczewkowatych pancerzyków bentonicznych otwornic (*Nummulites*). Na przełamie wapieni numulitowych są widoczne soczewkowate, podzielone na przegrody przekroje numulitów. Zwietrzała, szara powierzchnia eoceńskiego wapienia numulitowego z Tatr i Podhala przypomina nagromadzenie ziaren jęczmienia.

Wapienie litotamniowe są szczególnie rozpowszechnione w utworach miocenu. Powstają one ze zwapniałych plech krasnorostów (*Lithothamnium*), widocznych niekiedy na zwietrzałych powierzchniach skał w postaci charakterystycznych, „kalafiorowatych” bul o porowatej, nierównej powierzchni. Ten typ wapieni glonowych jest znany w Polsce z Rostoca oraz południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Wapienie onkolitowe i stromatolitowe (stromatolity) tworzą się przy udziale sinic. Porastające dno morskie kolonie sinic wytrącają biochemicznie węglan wapnia, a dodatkowo przyspieszają jego mechaniczną akumulację przez zahamowanie ruchu wody w obrębie plechy. Inkrustowana kalcytem plecha stopniowo obumiera w dolnej części, a na niej narastają kolejne pokolenia sinic, przyczyniające się do powstania następnych powłok węglanowych. Proces ten może przebiegać aż do osiągnięcia przez słupy stromatolitowe powierzchni wody. **Wapienie onkolitowe** powstają z onkoidów, tzn. ziaren obrastanych przez sinice, ale nie przytwierdzonych do dna, co umożliwiało wielokrotne zmiany położenia i tym samym narastanie „skorupy” wapiennej z różnych stron. Onkoidy mają zazwyczaj obły kształt i w środkowej części mają jądro w postaci ziarna mineralnego lub szczątku organizmu.

Kreda pisząca jest zbudowana głównie z kokolitów, czyli elementów szkieletowych roślinnych wiciowców z rzędu *Coccolithophorales*, którym niekiedy towarzyszą szczątki otwornic, szkarłupni, małży, belemnitów i innych organizmów morskich. Kreda jest bardzo krucha, miękka (można ją zarysować paznokciem) i porowata; przyjmuje zabarwienie białe lub jasnożółte. Skała ta ściera się nawet na skórze rąk, pozostawiając wyraźne białe ślady. Niekiedy wydziela zauważalny zapach ilu (ziemi). W przeszłości była wykorzystywana powszechnie do pisania, ale ostatnio wyparta została przez zmiełony i następnie sproszkowany gips. Ze względu na powszechność występowania wśród utworów późnego mezozoiku w Europie, kreda „użytyła” nazwy najmłodszemu okresowi tej ery.

Wapienie kredowe makroskopowo niewiele różnią się od kredy piszącej. Są one porowate i miękkie, wyraźnie brudzą ręce i mogą zawierać składniki ziarniste bardzo róż-

nego pochodzenia. W ich składzie brak jednak kokolitów. Od kredy piszącej możemy je w niektórych przypadkach odróżnić na podstawie większej zwężności. Wapienie kredowe odsłaniają się w wielu stanowiskach w pasie wyżyn środkowej i południowej Polski.

Wapienie oolitowe (oolity) są zbudowane z ooidów, czyli kulistych lub owalnych ziaren wapiennych, powstałych w efekcie czysto chemicznego wytrącania CaCO_3 wokół ziarna inicjalnego (zarodka krystalizacji). Ooidy mają budowę koncentryczną i rozmiary nie przekraczające 2 mm. Przypuszcza się, że narastanie ooidów było możliwe tylko wtedy, kiedy ziarna były unoszone przez wodę. Wraz z opadnięciem ooidów na dno zbiornika ich rozwój kończył się. Powierzchnia oolitów przypomina nieraz ikrę ryb. Z tego względu skała ta bywa nazywana ikrowcem. W Polsce wapienie oolitowe występują powszechnie w osadach późnej jury.

Oprócz wyżej opisanych wyróżnia się bardzo wiele innych typów wapieni, np. wapienie pelagiczne, grudkowe, gruzelkowe, detrytyczne, ale ich rozpoznanie opiera się najczęściej na analizie mikroskopowej.

Wapienie mogą również powstawać w środowisku lądowym lub słodkowodnym. W otoczeniu źródeł występują martwice wapienne i trawertyny, zawdzięczające powstanie ucieczce CO_2 do atmosfery i wytrącaniu CaCO_3 na roślinach i ściółce lub bezpośrednio na gruncie. **Martwice wapienne** są bardzo porowate, miękkie oraz zawierają bardzo liczne odciski liści, natomiast **trawertyny** cechują się znacznie mniejszą porowatością, wyższą twardością i częstym występowaniem nieregularnego warstwowania. Na skutek wytrącania się węglanu wapnia w wod podziemnych w jaskiniach tworzą się **wapienie naciekowe**, reprezentowane przez stalaktyty, stalagmity, stalagnaty, draperie i perły jaskiniowe. Szeroko rozpowszechnionym utworem czwartorzędowym Niziu Środkowoeuropejskiego jest **kreda jeziorna**. Skała ta jest bardzo lekka, porowata i krucha; przyjmuje zabarwienie białe lub szare i zawiera bardzo liczne szczątki słodkowodnych mięczaków. Muszle małży i ślimaków są zwykle pokruszone, ale na podstawie małej grubości zachowanych fragmentów można je przypisać do środowiska słodkowodnego.

Większość wapieni zawiera domieszki różnych składników niewęglanowych, np. minerałów ilastych, organogenicznej krzemionki, glaukonitu, materiału detrytycznego lub substancji organicznych. W przypadku większego udziału któregoś spośród wymienionych składników wyróżnia się specyficzne odmiany wapieni. Do najpospolitszych należą **margle**, tj. wapienie zawierające od 33 do 67% cząsteczek ilastych. Skały te, w przeciwieństwie do typowych wapieni, często wykazują oddzielność lupkową, są mniej zwięzłe i najczęściej ciemniejsze. W dotyku margle mogą brudzić ręce, a po reakcji z kwasem zostaje na nich ilasty osad lub co najmniej ciemna plamka na powierzchni skały. Mniejsza odporność margli na wietrzenie powoduje, że w odsłonięciach lawice wapienne tworzą elementy wystające w profilu ściany, natomiast margle występują we wgłębieniach („chowają się” w ścianie).

Wapienie bitumiczne są wyróżniane na podstawie domieszki substancji węglanych i bitumicznych, nadających skale zabarwienie ciemnoszare lub czarne. Po podgrzaniu, np. na skutek uderzenia młotkiem, wydzielają charakterystyczny, nieprzyjemny zapach, spowodowany uwolnieniem bituminów. Ten sam efekt daje trawienie wapieni bitumicznych kwasem. **Wapienie glaukonityczne** są stosunkowo łatwe do identyfikacji, ponieważ zawierają liczne, ziarniste skupienia ciemnozielonego glaukonitu, osiągające najczęściej rozmiary do 1 mm. Znaczny udział glaukonitu może doprowadzić do zabar-

wienia wapienia na zielonkawy kolor. **Wapienie piaszczyste** stanowią ogniwo przejściowe pomiędzy właściwymi wapieniami i piaskowcami kwarcowymi o wapnistym spoiwie. Ich cechą charakterystyczną jest znaczna zawartość ziaren kwarcu o frakcji psamitowej.

Niezależnie od podziału genetycznego i litologicznego, lecz na podstawie właściwości technicznych skał wyróżniane bywają wapienie skaliste i płytowe. **Wapienie skaliste** są bardzo zwięzłe, masywne, grubo uławicone lub pozbawione warstwowania. Cechują się dość dużą odpornością na procesy wietrzeniowe, czemu nieraz zawdzięczają eksponowaną pozycję w rzeźbie terenu, np. na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej. **Wapienie płytowe** są gęsto uławicone, stosunkowo miękkie i szybko ulegają procesom wietrzeniowym.

5.3.1.2. Dolomity

Dolomity bardzo rzadko powstają na skutek bezpośredniej sedymentacji minerału dolomitu w basenie sedymentacyjnym. W większości przypadków skały te zawdzięczają powstanie późniejszym procesom, które, na skutek metasomatycznego zastępowania wapnia magnezem, doprowadziły do częściowej lub całkowitej przemiany osadu wapiennego albo zlitfikowanego już wapienia w dolomit. **Dolomitizacja** wapieni powoduje wyraźny spadek objętości o ok. 12%. Dzięki temu wtórne dolomity cechują się zwykle znaczną porowatością, co wpływa na właściwości zbiornikowe tych skał (złoża ropy naftowej i gazu ziemnego).

Podstawową metodą rozpoznawania dolomitów jest ich reakcja z rozcieńczonym kwasem solnym, zachodząca w sposób dostrzegalny gołym okiem jedynie po sproszkowaniu skały lub podgrzaniu kwasu. Sproszkowanie skały najlepiej przeprowadzić przez zadrapanie igłą powierzchni polanej już kwasem. Uniknie się w ten sposób dodatkowych prób, ponieważ zakraplanie kwasu na zarysowaną skałę nie pozwoli wykluczyć wapieni. W postaci sproszkowanej reagują one trochę intensywniej niż dolomit, ale różnica może być trudno dostrzegalna dla niedoświadczonej osoby. W dolomitach o wiele częściej niż w wapieniach występuje krystaliczna masa podstawowa (dolosparyt). Dzięki temu powierzchnia przełamu jest drobnoziarnista, mączysta i, w przeciwieństwie do wapieni, nie występuje przełamek muszlowy. Dolomity cechują się zabarwieniem białym, szarym, żółtawym lub bładobrunatnym oraz bardzo zróżnicowaną budową wewnętrzną. Mogą być ziarniste (cukrowate), marmuropodobne, drobnoziarniste, piaskowcowate, mączyste, komórkowe, gąbczaste i na ogół pozbawione, dostrzegalnego w niewielkich próbkach, warstwowania. Żółtawe lub brunatne zabarwienie wielu dolomitów wynika z występowania, pospolitej w tych skałach, domieszki związków żelaza.

W Polsce dolomity występują powszechnie w utworach dewonu i triasu w regionie śląsko-krakowskim i w Górach Świętokrzyskich. Ich obecność stwierdzono również w licznych wierceniach na terenie północnej i zachodniej Polski (w utworach permu) oraz w utworach triasu w Tatrach.

5.3.1.3. Syderyty

Syderyty są skałami zbudowanymi z minerału o tej samej nazwie, któremu towarzyszą domieszki minerałów ilastych, kalcytu i innych minerałów. Skały te tworzą warstwy lub konkrecje w skałach drobnoklastycznych i marglach. Odmiany syderytów bogate w minerały ilaste noszą nazwę **syderytów ilastych**. Mają one bardzo charakterystyczny

brązowozielonkawy kolor. Na powierzchniach zwietrzałych utlenianie żelaza prowadzi do powstania rdzawoczerwonego nalotu. Syderyty cechują się wysokim ciężarem właściwym, znaczną zwięzłością i twardością, występowaniem licznych skamieniałości oraz zylek najczęściej kalcytu, ale niekiedy także dolomitu, sfalerytu, galeny i innych minerałów. Na zimno z rozcieńczonym kwasem solnym prawie nie reagują (reakcja zachodzi tak powoli, że nie można jej bezpośrednio zaobserwować), ale po pewnym czasie w miejscu reakcji pojawiają się żółte plamy chlorku żelaza. W Polsce syderyty były w przeszłości eksploatowane z utworów jury środkowej w okolicach Częstochowy i Łęczycy.

5.3.2. Skały krzemionkowe (niedetrytyczne)

Skały krzemionkowe powstają na skutek chemicznego wytrącania krzemionki, nagromadzenia krzemionkowych elementów organizmów (okrzemek, radiolarii, gąbek krzemionkowych), bądź w efekcie procesów diagenetycznych lub epigenetycznych, w których substancja ta jest wypłukiwana w jednym miejscu i wytrącana w innym. Pierwotnymi składnikami skał tej grupy są **opal** i **chalcodon**, które z czasem mogą przekształcić się w kwarc. Jako domieszki występują niekiedy minerały ilaste, związki żelaza, kalcyt, glaukonit i substancje organiczne.

Makroskopowe rozpoznanie skamieniałości i minerałów budujących skały krzemionkowe jest niemożliwe. Samą przynależność skały do omawianej grupy można jednak stwierdzić na podstawie wysokiej twardości i zwięzłości. Skały krzemionkowe mogą mieć charakterystyczny, muszlowy przełamek i — poza nielicznymi wyjątkami, zawierającymi domieszki węglanu wapnia — nie burzą z rozcieńczonym kwasem solnym.

Radiolaryty są bardzo drobnoziarnistymi, twardymi skałami, zbudowanymi z pancerzyków promienic (radiolarii). Skały te tworzą się głównie w środowisku głębokomorskim, gdzie tempo rozpuszczania węglanu wapnia uniemożliwia sedymentację skał węglanowych. Radiolaryty mają zabarwienie czerwone, zielonawe do prawie czarnego, uwarunkowane zawartością rozproszonych związków żelaza. Radiolaryty napotkano w Tatrach, Pieninach i Górach Świętokrzyskich.

Do organogenicznych skał krzemionkowych są zaliczane także **ziemie okrzemkowe** i **diatomity**, powstające z nagromadzenia pancerzyków okrzemek oraz, zbudowane głównie z elementów szkieletowych gąbek, **spongiolity**.

Gezy i opoki są zbudowane z organogenicznej krzemionki pochodzenia gąbkowego i mniejszej lub większej ilości węglanu wapnia. Ponadto w gezach spotyka się liczne ziarna detrytycznego kwarcu. Obydwie skały są zwykle białe lub żółtawe, bardzo lekkie i porowate, w dotyku lekko brudzą ręce (slabiej niż podobny wapień kredowy). Znaczna porowatość powoduje, że skały te łatwo przylegają („przyklejają się”) do języka. Pod wpływem silnego uderzenia opoka rozpada się na ostrokrawędziste odłamki o miejscami muszlowym przełamek i wydaje dzwięczący odgłos. Gezy i opoki stosunkowo łatwo wchodzi w reakcję z kwasem, ale w miarę postępu wietrzenia chemicznego zachodzi ich odwapnienie. Na skutek odwapnienia powstaje opoka lekka, skała bardziej porowata i lżejsza od typowej opoki, miękka, mniej zwięzła, a przede wszystkim nie reagująca z HCl. Gezy i opoki należą do stosunkowo pospolitych skał wśród utworów kredowych Polski.

Do skał krzemionkowych należą również konkrety — **krzemienie i czerty**. Powstają one na skutek rozpuszczania rozproszonej krzemionki, występującej jako podzędny składnik większości skał węglanowych, przenoszenia jej przez wody porowe i następne wytrącania w sprzyjającym środowisku. Większość konkrety krzemionkowych stanowi produkt procesów diagenetycznych i epigenetycznych, ale niektóre mogły być również syngenetyczne. **Krzemienie** mają kontury wyraźnie odcinające się od skały otaczającej, są zwykle ciemne i otoczone białą korą. **Czerty** cechują się nieostrymi konturami, szarym zabarwieniem i przenikaniem się krzemionki ze skałą otaczającą (istnieje stopniowe przejście do skały otaczającej). Głównym składnikiem krzemienia i czertów jest chalcodon z domieszką opalu i kwarcu. Konkrety krzemionkowe są bardzo twarde (należą do skał twardych), mają przelam muszlowy. Ich powierzchnia jest matowa lub wykazuje słaby, woskowy połysk. Łatwość uzyskiwania ostrokręgowatych i twardych odlupków sprawiła, że w paleolicie krzemienie stały się cenionymi surowcami do wyrobu narzędzi. Na terenie naszego kraju krzemienie i czerty występują w skałach węglanowych jury i kredy oraz w czwartorzędowych utworach północnej i środkowej Polski, dokąd przywodzi je lądolód z południowej Skandynawii i dna depresji bałtyckiej.

5.3.3. Skały fosforanowe

Skały fosforanowe (fosforyty) tworzą się na skutek wytrącania fosforanów z wody morskiej w środowisku o pH wyższym od 8 lub w warunkach lądowych w efekcie nagromadzenia koprolitów lub kości. Wytrącanie z wody prowadzi do powstawania konkrety o okrągłym lub mniej regularnym, gruzłowatym kształcie i beładnej, niekiedy promienistej teksturze. **Konkrety fosforytowe** składają się głównie z kolofanitu, któremu mogą towarzyszyć inne fosforany, a w mniejszych ilościach także kwarc, kalcyt, minerały ilaste i glaukonit. To właśnie glaukonitowi fosforyty są brunatne i stosunkowo wyraźnie odcinają się zabarwieniem od otaczających je piaskowców lub skał węglanowych. W Polsce konkrety fosforytowe występują najliczniej w skałach kredy i paleogenu Wyżyny Lubelskiej i Kielecko-Sandomierskiej, w okolicach Mielnika na Podlasiu oraz Buzina nad Wartą.

5.3.4. Skały siarczanowe i solne (ewaporaty)

Skały siarczanowe i solne powstają na skutek odparowywania w suchym klimacie wód słonych jezior i mórz, zawierających łatwo rozpuszczalne związki chemiczne. Krystalizacja ewaporatów odbywa się w ściśle określonej sekwencji, związanej ze wzrostem stężenia wody morskiej lub jeziornej (**cykl ewaporatowy**). Początkowo osadzają się węglany, margle i ropy. Później, wraz z rosnącym stężeniem roztworu, rozpoczyna się krystalizacja dolomitów syngenetycznych. Po odparowaniu ok. 20% pierwotnej objętości wody morskiej możliwe staje się wytrącanie gipsu lub anhydrytu. Pokłady soli kamiennych zaczynają tworzyć się dopiero wtedy, kiedy z pierwotnej objętości wody morskiej zostanie załedwie ok. 10%. Cykl ewaporatowy kończą sole potasowo-magnezowe. Do najważniejszych minerałów wchodzących w skład skał solnych należą: gips, anhydryt, halit, sylwin i karnalit.

Gipsy są zbudowane z minerału o tej samej nazwie oraz z niewielkich domieszek węglanów, minerałów ilastych, związków żelaza i substancji bitumicznych. Czysty, grubokrystaliczny gips jest bezbarwny i przezroczysty, ale wraz ze wzrostem udziału domieszek przezroczystość zanika i pojawiają się różnorodne zabarwienia: białe, szare, żółtawe, czerwone, brunatne. Drobnokrystaliczny, zbity odmiana gipsu nosi nazwę **alabastru** i już od starożytności była poszukiwanym materiałem rzeźbiarskim. Niektóre gipsy mają charakter epigenetyczny, ponieważ powstają w efekcie hydratacji anhydrytów.

Identyfikacja gipsu nie budzi wątpliwości, ponieważ jest on jedyną, zbudowaną z wyraźnych kryształów skałą, którą można zarysować paznokciem, a nie ma charakterystycznego smaku. Wietrzenie skał gipsowych przy udziale bakterii prowadzi do redukcji siarczanów i powstania wapieni oraz złóż siarki rodzimej, jakie są eksploatowane w okolicach Tarnobrzega. Gipsy występują powszechnie w utworach miocenu regionu świętokrzyskiego i zapadliska przedkarpackiego oraz w osadach cechsztyńskiego i Niżu Polskiego.

Anhydryty występują najczęściej razem z gipsem. Tworzą one drobnokrystaliczne lub ziemiste skupienia o większej niż gips twardości (nie dają się zarysować paznokciem) i wyższym ciężarze właściwym. Anhydryty najczęściej są zabarwione na białe, szare lub szaroniebiesko i nie reagują z rozcieńczonym kwasem solnym. Występowanie skał anhydrytowych jest związane z utworami cechsztyńskimi Niżu Polskiego i Dolnego Śląska. Anhydryty praktycznie nie mogą występować na powierzchni, ponieważ ulegają szybkiej hydratacji.

Sole kamienne są zbudowane głównie z halitu oraz mniejszych ilości innych minerałów solnych i składników ilastych. Tworzą one skupienia drobno i średnioziarniste, bezbarwne lub zabarwione na białe, szare (substancje ilaste) lub czerwone (domieszki związków żelaza). Charakterystyczny smak wyklucza błędną identyfikację. Sole kamienne na terenie Polski tworzą większe wystąpienia o charakterze złożowym w utworach mioceńskich na obszarze zapadliska przedkarpackiego oraz w osadach cechsztyńskiego antyklinalium środkowopolskiego i pokrywy platformowej wyniesienia Leby.

Sole potasowo-magnezowe są zbudowane z różnych, często uwodnionych, chlorków oraz siarczanów potasu i magnezu. Odznaczają się one białym, pomarańczowym lub jaskrawoczerwonym zabarwieniem, ziarnistą strukturą oraz masowną, warstwową teksturą. Łatwo odróżnić je od soli kamiennych nie tylko po pięknym, gorzkim smaku, ale także po stopniu higroskopijności. Sole potasowo-magnezowe w wilgotnym powietrzu chłoną wodę i rozpuszczają się na powierzchni. W bardziej suche dni woda z nich odparowuje i pozostawia biały, drobnokrystaliczny osad. W konsekwencji sole potasowo-magnezowe szybko tracą połysk i pokrywają się białawym nalotem, podczas gdy sól kamienna zachowuje błyszczącą i pozbawioną nalotów powierzchnię. Sole potasowo-magnezowe występują razem z solami kamiennymi, ale reprezentują skrajnie suche środowisko depozycji.

5.3.5. Kaustobiolity (organogeniczne skały palne)

Cechą charakterystyczną skał należących do tej grupy jest bardzo wysoka zawartość związków organicznych lub, pochodzącego z rozkładu szczątków organicznych, pierwiastka węgla. Kaustobiolity powstają albo ze szczątków roślin w środowisku śródlądowym

wym lub przybrzeżnym, albo ze szczątków organizmów planktonicznych, pogrzebanych w osadach dennych mórz i oceanów.

Szczątki roślin lądowych w środowisku ubogim w tlen podlegają stopniowemu procesowi uwęglania. Na przebieg tego procesu istotny wpływ mają ciśnienie i temperatura, wynikające z przykrycia materii organicznej odpowiednio grubą serią osadów. W warunkach powierzchniowych i na głębokościach do stu kilkudziesięciu metrów tworzą się torfy, zawierające tylko ok. 50-65% węgla w suchej masie. Dalsze uwęglanie i przemiana w węgiel brunatny (65-78% C) wymaga już dłuższego czasu i pograżenia torfów na głębokość ponad 200 m. Jeszcze wyższe ciśnienie i temperatura są niezbędne do przejścia w węgiel kamienny (75-93% C) i, ostatecznie, w antracyt (93-98% C). Duże złoża węgla mogły utworzyć się dopiero po opanowaniu przez rośliny lądów i ukształtowaniu się bujnych zbiorowisk roślinnych w ciepłym i wilgotnym klimacie. Nagromadzenie się miąższych pokładów materii roślinnej wymagało spełnienia odpowiednich warunków morfologicznych i tektonicznych. Teren musiał być stosunkowo płaski z tendencją do powolnych ruchów obniżających oraz stale musiała być dostępna woda. Takie warunki spełniały niektóre kotliny śródgórskie (zagłębienia limniczne) oraz obniżające się wybrzeża mórz (zagłębienia paraliczne).

Torfy składają się z częściowo rozłożonych i nierozłożonych szczątków roślin, domieszek minerałów ilastych, węglanów i detrytycznego kwarcu oraz wody. Skąły te są dość luźne (można je rozdzielać w palcach) i bardzo miękkie, mają zabarwienie od żółtawobrunatnego przez brunatny do brunatnoczarnego i nie mają połysku. W torfach można zaobserwować fragmenty o zachowanej strukturze drewna, liście, łodygi i nasiona. Na podstawie rodzaju roślin, uczestniczących w budowie torfów, wyróżnia się wiele odmian tej skały, jak torf: turzycowy, trzcinowy, skrzypowy, sitowiowy, torfowcowy, wełniankowy i wiele pośrednich. Świeży torf jest bardzo porowaty i może zawierać nawet od 75 do 90% wagowych wody. Część tej wody daje się wycisnąć ręką. Po wysuszeniu ciężar objętościowy torfu maleje do zaledwie ok. 0,20-0,25 G/cm³. Jedyną skałą podobną do torfu jest węgiel brunatny, ale jest on bardziej uwęglony, twardszy, a zawarte w nim szczątki roślinne są słabo zachowane. Torfy występują w Polsce w czwartorzędowych osadach jeziornych i bagiennych, głównie na północy kraju i w dolinach większych rzek.

Węgle brunatne stanowią skały przejściowe pomiędzy torfami i węglami kamiennymi. Obok dość mocno zmienionych i trudno rozpoznawalnych (z wyjątkiem drewna) szczątków roślinnych występuje w nich od kilku do ponad 30% domieszek mineralnych. Zawartość wody waha się w granicach od 15 do 60%, ale, w przeciwieństwie do torfu, jest dosyć trudno usunąć ją mechanicznie. Węgle brunatne cechują się barwą brunatną do brunatnoczarną i taką samą rysą, wyraźnie brudzą ręce i najczęściej nie mają połysku. Istnieją jednak kruche odmiany, odznaczające się błyszczącymi powierzchniami przełamów. Najczęściej węgle brunatne mają strukturę włóknistą, ziemistą lub pylastą i teksturę masywną, niekiedy porowatą. Od torfów odróżnia je nieco większa gęstość i zwięzłość oraz złe zachowanie szczątków roślinnych. Czarne węgle brunatne mogą upodabniać się do węgla kamiennego i ich odróżnienie w niektórych przypadkach bywa problematyczne. Można wtedy posłużyć się 10% roztworem HNO₃, który pod działaniem ligniny zawartej w węglu brunatnym i torfie zabarwia się na czerwono (węgiel kamienny takiej reakcji nie daje). Węgle brunatne występują w osadach jurajskich na południowej krawędzi Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i w mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Nie

mają one znaczenia gospodarczego. O wiele większe zasoby zalegają w utworach neogenu (głównie miocenu) w okolicach Belchatowa, na Dolnym Śląsku (okolice Turoszowa i Legnicy) oraz w Wielkopolsce (rejon Konina i Turku).

Węgle kamienne niewiele różnią się składem od węgla brunatnych, przede wszystkim mają wyższy stopień uwęglania. Skały te są stosunkowo twarde i kruche, cechują się czarną lub czarnobrunatną barwą i rysą, nierównym lub muszlowym przełamem oraz masywną, niekiedy warstwową teksturą. Węgle kamienne są zwięzłe, nie brudzą rąk (jeśli nie są pokryte pyłem), niekiedy są matowe, ale częściej wykazują słaby, tłusty połysk. Podobnie jak wszystkie kaustobiolity, mają niewielki ciężar właściwy. Węgle kamienne występują powszechnie w utworach karbonu Górnego Śląska, depresji śródsudeckiej i Lubelszczyzny.

Kaustobiolity ciekłe i gazowe powstają w osadach dennych mórz i oceanów, zawierających rozproszoną materię organiczną. Pogrzebane w osadach szczątki organizmów planktonicznych ulegają powolnym przemianom w stosunkowo niewysokiej temperaturze i słonowodnym środowisku redukcyjnym. Najpierw następują przemiany biochemiczne przy udziale bakterii. Na dalszym etapie przekształceń, zachodzących już na większej głębokości i w podwyższonej temperaturze (nie wyższej jednak niż 200°C), są uwalniane lekkie węglowodory łańcuchowe, stanowiące główne składniki ropy naftowej i gazu ziemnego. Nie jest wykluczone, że niewielkie wystąpienia węglowodorów (bez znaczenia złożowego) mogły powstać w sposób czysto geochemiczny, a ostatnio genezę niektórych złóż gazu ziemnego wiąże się z hydratami gazowymi (klatratami) w osadach stoków kontynentalnych i basenów oceanicznych.

Ropa naftowa składa się głównie z nasyconych węglowodorów łańcuchowych, którym towarzyszą mniejsze ilości węglowodorów aromatycznych. Jest to ciecz o barwie od jasnożółtej (tzw. lekka ropa) do zielonawej i brunatnoczarnej (ropa ciężka), tłustawym połysku i gęstości w granicach 0,79-0,93 g/cm³. Ropa naftowa cechuje się zdolnością do migracji i gromadzi się w miejscach, gdzie jej wędrówka ku powierzchni zostaje powstrzymana, np. przez nieprzepuszczalną warstwę. Porowatą skałę, w której zalega ropa, nazywamy kolektorem. Najczęściej funkcję tę pełnią piaskowce, wapienie, dolomity i piaski. Ropy bogate w siarkę wydzielają zapach siarkowodoru i jego organicznych pochodnych. Na powierzchni wody ropa rozlewa się bardzo cienką warstwą, tworząc tęcze plamy. Plamy te łatwo rozbić na mniejsze, przyjmujące również kolory kształt. Pozwala to odróżnić je od plam wytwarzanych przez związki żelaza, które po uderzeniu „łamią się” na fragmenty o kanciastych zarysach. Obecność ropy naftowej w skałach można stwierdzić przez pokruszenie próbki i zalanie jej w wysokim i wąskim naczyniu wodą o temperaturze 70-80°C. Jeżeli w próbce zawarta była ropa, to jej krople, wkrótce po wymieszaniu próbki z wodą, pojawiają się na powierzchni.

Gaz ziemny składa się głównie z lekkich węglowodorów łańcuchowych. Często towarzyszy ropie naftowej, ale tworzy także samodzielne wystąpienia. Naturalny gaz jest prawie bezwonny (jeśli nie zawiera domieszek, np. siarkowodoru), ale ze względów bezpieczeństwa, przed skierowaniem do sieci gazociągowej, jest dodawany do niego środek nawaniający, aby łatwiej można było zauważyć ewentualne wycieki.

Asfalty naturalne powstają w wyniku odgazowania i wietrzenia ropy naftowej na powierzchni Ziemi. Mają one czarną barwę, są kruche lub niekiedy nieco plastyczne.

Asfalty zawierają najcięższe, trudno lotne frakcje ropy naftowej, cechujące się bardzo wysoką lepkością.

Lupki palne stanowią ogniwo pośrednie pomiędzy skalami ilasto-mułowymi, marglami i kaustobiolitami. W zależności od rodzaju i stanu zachowania składników organicznych wyróżnia się wśród nich lupki węglowe, bitumiczne i ropne. Wszystkie lupki palne mają kolor ciemnoszary, brązowy lub czarny, na powierzchniach ławic często są dostrzegalne skamieniałości (odciski). Skąły te w ogniu zapalają się lub tlą z wydzielaniem gęstego dymu o zapachu bituminów. Karbońskie lupki węglowe towarzyszą pokładom węgla kamiennego we wszystkich polskich zagłębiach. Pokłady paleozoicznych lupków bitumicznych; stwierdzone licznymi wierceniami w wielu regionach kraju, odsłaniają się w Górach Świętokrzyskich. Młodsze skąły tego typu występują powszechnie w Karpatach fliszowych.

PYTANIA KONTROLNE

1. Jak są dzielone skąły osadowe i na jakiej podstawie jest przeprowadzany dalszy podział w każdej z tych grup?
2. Jakie cechy należy wykorzystać, aby jednoznacznie odróżnić skąłą okruchową od skąły magmowej?
3. W jaki sposób jednoznacznie zidentyfikujesz dolomit?
4. Określ warunki niezbędne do powstania arkozy.
5. Której (którym) z poniższych skąły osadowych nie przypiszesz genezy rzecznej: anhydryt, arkoza, kwarcyt, łupek ilasty, piaskowiec, radiolaryt, wapień, zlepieniec?
6. W jaki sposób można odróżnić margle od wapieni?
7. Jak odróżniamy makroskopowo krystaliczne gipsy od wapieni krystalicznych i naciekowych?
8. Dlaczego kwarc jest najpospolitszym minerałem skąły okruchowych o frakcji psamitowej?
9. Dokąd wybierzesz się (w granicach Polski), aby zebrać możliwie najbardziej zróżnicowaną kolekcję skąły osadowych? Odpowiedź uzasadnij.

ĆWICZENIA

1. Przeprowadź selekcję zestawu skąły osadowych na podstawowe grupy genetyczne.
2. Opisz wybraną skąłą okruchową o grubej frakcji i określ jej pełną trójcłonową nazwę.
3. Zidentyfikuj w zestawie skąły węglanowych wapień i na podstawie składników ziarnistych przyporządkuj je do odpowiedniej grupy genetycznej.
4. Scharakteryzuj wybraną przez instruktora skąłą osadową i na podstawie jej cech określ środowisko sedimentacji.
5. Wymieszaj w dużym, zamykanym słoju po garści żwiru, piasku, mułu i łu z wodą i następnie odstaw na kilka godzin, aż cały materiał osiądzie na dnie. Opisz i wyjaśnij rozmieszczenie ziaren o różnych rozmiarach na dnie słoja.
6. Scharakteryzuj znaczenie gospodarcze różnych skąły osadowych. Które z nich i w jakiej postaci znalazły zastosowanie w Twoim domu?



Skąły metamorficzne

Skąły metamorficzne powstają w efekcie przeobrażenia starszych skąły magmowych (skąły ortometamorficzne, np. ortognejsy) i osadowych (skąły parametamorficzne) pod wpływem czynników oddziałujących w głębi litosfery. W szczególnych przypadkach (erupcje wulkaniczne, upadki meteorytów) skąły metamorficzne mogą tworzyć się również na jej powierzchni.

Skąły magmowe (zwłaszcza plutoniczne) reagują znacznie słabiej na działanie czynników metamorfizmu niż skąły osadowe. Jest to związane z warunkami powstawania skąły plutonicznych, które właściwie niewiele odbiegają od występujących w procesach metamorficznych, podczas gdy skąły osadowe powstają na powierzchni w umiarkowanej temperaturze od -60°C do $+80^{\circ}\text{C}$ pod niewielkim ciśnieniem. Konsekwencją powyższego zróżnicowania podatności jest występowanie dużych różnic w stopniu przeobrażenia skąły magmowych i osadowych, które razem podlegały tym samym procesom metamorficznym.

6.1. Minerąły skałotwórcze skał metamorficznych

Skład skał metamorficznych zależy od składu skały pierwotnej, od temperatury i ciśnienia, w jakich zachodził metamorfizm oraz od ewentualnej wymiany związków chemicznych z otoczeniem. Większość minerałów skał magmowych jest odporna na działanie wysokiej temperatury i ciśnienia, dzięki czemu bez istotnych zmian przechodzą one do skał metamorficznych. Zupełnie inaczej zachowują się minerały skał osadowych, które powstają i są trwałe tylko w warunkach hipergenicznych. Wzrost ciśnienia i temperatury powoduje przemiany m.in. aragonitu, goethytu, chalcedonu i wszystkich ciał bezpostaciowych, a zdecydowanie bardziej odporne są: kalcyt, dolomit (tylko w niezbyt wysokiej temperaturze), syderyt, hematyt, magnetyt, kwarc, skalenie i miki.

W skałach metamorficznych występują również specyficzne minerały, których powstanie jest uzależnione od odpowiednio wysokiego ciśnienia lub temperatury. Należą do nich: andaluzyt, sylimanit, dysten (cyanit), staurolit, kordieryt, wolastonit, chloryty,

epidoty, serycyt, serpentyny, granaty, talk, grafit oraz niektóre amfibole i pirokseny. Wiele z nich można wykorzystać jako wskaźniki warunków metamorfizmu.

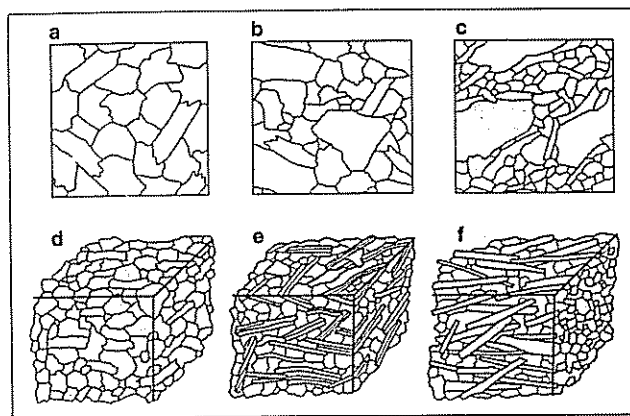
Większość minerałów w skałach metamorficznych występuje w postaci **blastów**, czyli wtórnych kryształów, powstałych na skutek rekrytalizacji, przemian chemicznych lub dostarczenia materii z zewnątrz. Proces powstawania blastów z minerałów pierwotnych jest określany mianem blasty lub krystaloblasty. Charakter przemian metamorficznych sprawia, że w skałach o tej genezie dominują ziarna obcokształtne, czyli **ksenoblasty**, natomiast ziarna prawidłowo wykształcone (**idioblasty**) należą do rzadkości.

6.2. Budowa wewnętrzna

Budowa wewnętrzna skał metamorficznych jest opisywana w analogiczny sposób, jak budowa skał magmowych i osadowych, tj. przy wykorzystaniu kryteriów strukturalnych i teksturalnych.

Struktury skał metamorficznych są wyróżniane na podstawie wielkości blastów, ich pokroju oraz wzajemnych stosunków pomiędzy blastami (ryc. 27). Przemiany metamorficzne prowadzą do eliminacji struktur hialinowych, hipokrystalicznych, porfirowych, afanitowych, pelitowych i aleuritowych, znanych ze skał magmowych i osadowych. Prawie wszystkie skały metamorficzne mają **strukturę faneroblastyczną**, co oznacza że wszystkie blasty są widoczne gołym okiem.

Na podstawie proporcji pomiędzy ziarnami o różnych rozmiarach są wyróżniane **struktury homeoblastyczne** (o blastach w przybliżeniu jednakowych rozmiarów) i **heteroblastyczne**, w których blasty znacząco różnią się wielkością, np. **struktura porfiroblastyczna**. Cechą charakterystyczną tej struktury jest występowanie dużych **porfiroblastów**, otoczonych tłem skalnym, zbudowanym ze znacznie drobniejszych ziaren. Wśród struktur **homeoblastycznych** są wyróżniane, na podstawie przeciętnych roz-



Ryc. 27. Najczęstsze struktury skał metamorficznych (wg W. Jaroszewskiego i A. Radwańskiego)

a, b, c — wyróżniane pod względem stosunków wielkościowych blastów (a — homeoblastyczna, b — heteroblastyczna, c — porfiroblastyczna), d, e, f — wyróżniane pod względem przeważającego pokroju blastów (d — granoblastyczna, e — lepidoblastyczna, f — nematoblastyczna)

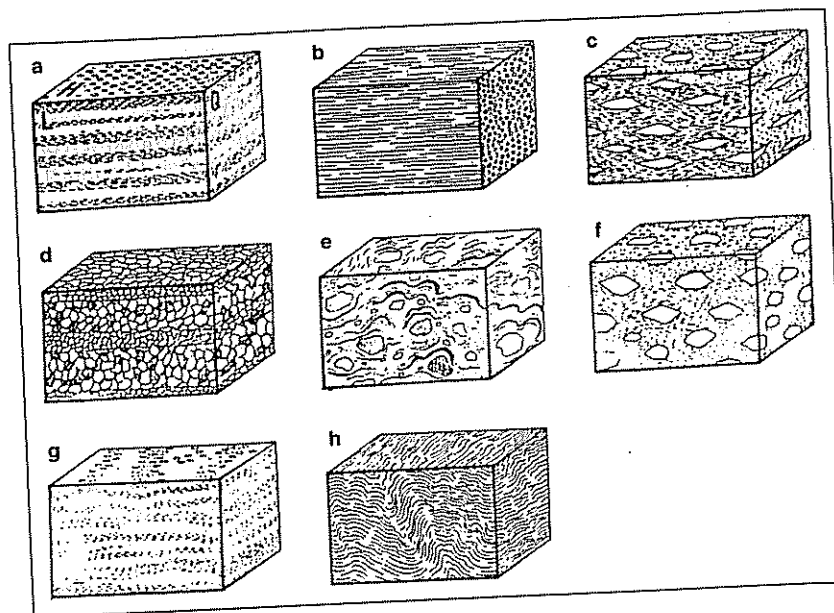
miarów minerałów, struktury **drobnoblastyczna**, **średnioblastyczna** i **gruboblastyczna**. Przedziały wielkościowe są zgodne ze stosowanymi w podziale struktur równoziarnistych skał magmowych.

Kształt blastów budujących skały metamorficzne stał się podstawą do wyróżnienia struktur: granoblastycznej, lepidoblastycznej, nematoblastycznej i fibroblastycznej. **Struktura granoblastyczna** cechuje się dominacją blastów o prawie izometrycznych zarysach. Blasty o pokroju płytkowym lub blaszkowym, np. miki i chloryty, przyczyniają się do budowy skał o **strukturze lepidoblastycznej**. **Struktura nematoblastyczna** (o blastach silnie wydłużonych — słupkowych lub pręcikowych) jest typowa dla skał złożonych głównie z piroksenów i amfiboli. W przypadku znacznego udziału blastów o pokroju włóknistym (np. chryzotyłu) wykształca się **struktura fibroblastyczna**. Dla sprecyzowania opisu skał używa się często nazw mieszanych, łączących istotne cechy kilku struktur, np. struktura granolepidoblastyczna informuje o dominacji w skale dwóch typów ziaren — izometrycznych i płaskich.

Tekstury w skałach metamorficznych są klasyfikowane na podstawie uporządkowania składników i stopnia wypełnienia przestrzeni w skale. Silne oddziaływanie ciśnienia statycznego sprawia, że w skałach metamorficznych dominują **tekstury zbite**. Tekstury porowate zdarzają się wyjątkowo rzadko, i to prawie wyłącznie w skałach zmetamorfizowanych kontaktowo w warunkach bardzo niskiego ciśnienia.

W płytszych strefach metamorfizmu tworzą się prawie wyłącznie różnorodne **tekstury kierunkowe** (uporządkowane). Wraz z głębokością ustępują one jednak miejsca **teksturom bezkierunkowym** (bezladnym). Ta prawidłowość wynika z decydującej roli nacisku kierunkowego w kształtowaniu się struktur uporządkowanych. Na niewielkiej głębokości obciążenie nadkładem powoduje, że siły działające w kierunku pionowym są największe, a ciśnienie statyczne (petrostatyczne) jest niewielkie. W strefie głębokiego metamorfizmu wzrasta ciśnienie statyczne, natomiast różnica pomiędzy wartościami sił działających w poszczególnych kierunkach proporcjonalnie maleje i nie wystarcza już do uporządkowania blastów (np. w granulitach i eklogitach).

Wśród **tekstur kierunkowych** najczęściej występuje **tekstura płaskorównoległa** (**foliacja** i **laminacja**), **tekstura linijna** (**lineacja**) oraz **tekstura gnejsowa** (ryc. 28). **Laminacja** przejawia się naprzemiennym ułożeniem warstewek o różnym składzie mineralnym, np. w gnejsach lub migmatytach, natomiast **foliacja** powstaje dzięki równoległemu ułożeniu blastów. **Tekstura gnejsowa** stanowi właściwie tylko modyfikację tekstury płaskorównoległej, zdeformowanej przez duże, izometryczne blasty. W tekście tej można wyróżnić warstwy kwarcowo-skalieniowe, zawierające również inne minerały o prawie izometrycznym pokroju, znacznej twardości i odporności (np. granaty, kordieryt, dysten), pomiędzy którymi leżą warstewki złożone głównie z lyszczyków, chlorytów lub amfiboli. W licznych skałach metamorficznych, a szczególnie często w gnejsach, wykształca się **tekstura oczkowa**. Charakteryzuje się ona występowaniem dużych blastów skaleni lub zespołów blastów (nawet różnych minerałów), otoczonych drobnymi blastami minerałów najczęściej blaszkowych. W wielu skałach metamorficznych można napotkać także tekstury soczewkowe i słoje. Obydwa typy tekstur cechują się obecnością ułożonych równolegle soczewek (zbudowanych z minerałów odpornych na kruszenie), tkwiących w drobnoziarnistej masie minerałów blaszkowych, tworzących nieraz charakterystyczne, faliste powłoki.



Ryc. 28. Tekstury w skałach metamorficznych i magmowych (wg P. Niggiego)

a — plaskorównoległa (foliacja), b — liniowa (lineacja), c — słożowa, d — warstwowa (laminacja), e — fluidalna, f — oczkowa, g — lupkowa, h — fałdowa

Tekstury lupkowe charakterystyczne są dla skał bogatych w minerały blaszkowe i kwarc. W takich skałach doskonale jest czytelna foliacja. Cechą charakterystyczną skał o teksturze lupkowej jest wyraźna oddzielność, czyli zdolność do pęknięcia wzdłuż powierzchni teksturalnych.

W skałach metamorficznych mogą występować **relikty**, czyli niezmienione lub, częściej, mało zmienione pozostałości skały pierwotnej.

6.3. Klasyfikacja skał metamorficznych

Klasyfikacja skał metamorficznych jest genetyczna i ściśle powiązana z warunkami termicznymi i barycznymi podczas procesu przeobrażenia oraz ich zmiennością w czasie. Skład mineralny tylko częściowo zależy od przebiegu metamorfozy, a głównie jest uwarunkowany przez skład skały pierwotnej. Skład mineralny jest dlatego tylko w minimalnym stopniu wykorzystywany w tworzeniu schematów klasyfikacyjnych. Niewielki wpływ na klasyfikację skał metamorficznych wywiera przynależność systematyczna skały pierwotnej. Na podstawie tego kryterium wyróżnia się jedynie wspomniane już **skały ortometamorficzne**, powstałe ze skał magmowych i piroklastycznych, oraz **parametamorficzne**, powstałe ze skał osadowych.

Podstawowy podział skał metamorficznych obejmuje **skały metamorfizmu dyslokacyjnego**, **skały zmetamorfizowane regionalnie**, **skały kontaktowo-metamor-**

ficzne i **impaktyty**. Wśród skał zmetamorfizowanych regionalnie występują bardzo duże różnice składu mineralnego i budowy wewnętrznej, uwarunkowane strefowym zróżnicowaniem czynników metamorfizmu. Dzięki tzw. minerałom wskaźnikowym i specyficznym paragenetom (zespołom) minerałów, przypisanym do ściśle określonych warunków fizycznych, można odtworzyć środowiska powstawania poszczególnych typów skał. Środowiska metamorfizmu, odznaczające się charakterystycznymi wartościami temperatury i ciśnienia, noszą nazwę **facji metamorficznych**. Na podstawie cech makroskopowych rzadko udaje się przypisać skałę do konkretnej facji, dlatego w praktyce geologicznej jest preferowany uproszczony podział na trzy strefy metamorfizmu: **epizoną**, **mezozoną** i **katazonę** (tab. 17).

Tabela 17. Przeobrażenia wybranych skał w poszczególnych strefach metamorfizmu regionalnego (wg Jaroszewskiego i Radwańskiego, uproszczone i zmienione)

Skała wyjściowa	Strefa		
	epizona	mezozona	katazona
Skały krzemionkowe, piaskowce kwarcowe	lupki kwarcytowe i kwarcyty		kwarcyty
Kwaśne i obojętne skały magmowe i ich tufy, arkozy, szarogłazy	brak istotnych zmian metamorficznych	gnejsy	granulity
Zasadowe i ultrazasadowe skały magmowe oraz ich tufy	zieleńce, serpentyny, lupki glaukofanowe, chlorytowe, talkowe i serpentynowe	amfibolity	eklogity
Skały ilaste i mułowe	fyllity	lupki mikowe, gnejsy	granulity
Margle i inne skały ilasto-węglanowe	fyllity węglanowe, lupki epidotowe	erlany, lupki mikowo-węglanowe, amfibolity	
Wapień i dolomity	marmury kalcytowe i dolomitowe		

6.4. Strefy metamorfizmu

Epizona jest położona na niewielkiej głębokości. Strefę tę charakteryzuje małe ciśnienie statyczne i dość niska temperatura (do ok. 300°C), a lokalnie może wystąpić duże ciśnienie kierunkowe. W epizonie tworzą się skały o budowie lupkowej z wyraźnie zaznaczoną foliacją, zawierające dużą domieszkę chlorytów i mik.

W **mezozonie** obydwa rodzaje ciśnienia i temperatura mają dość wysokie wartości. W tych warunkach następuje rekrytalizacja składników, kształtują się tekstury grubolupkowe, podkreślone ułożeniem minerałów, np. blaszek lyszczyków lub słupków amfiboli. Wysokie ciśnienie statyczne sprzyja powstawaniu minerałów o dużym ciężarze właściwym, np. granatów, staurolitu.

Katazona jest najgłębszą strefą metamorfizmu. Panuje w niej bardzo wysokie ciśnienie statyczne, natomiast rola ciśnienia kierunkowego jest stosunkowo niewielka. W efekcie tekstury równoległe są zwykle słabo zaznaczone i ustępują miejsca teksturom bezkierunkowym. Bardzo wysoka temperatura może lokalnie doprowadzić do upłynienia części skał. Niektóre skały powstałe w tej strefie są makroskopowo prawie nieodróżnialne od skał plutonicznych.

6.5. Przegląd ważniejszych skał metamorficznych

6.5.1. Skały metamorfizmu dyslokacyjnego (dynamometamorfizmu)

Skład mineralny i wygląd zewnętrzny skał powstałych na skutek metamorfizmu dyslokacyjnego są bardzo zmienne i zależne od skał pierwotnych oraz intensywności i przebiegu procesów deformacyjnych. Zasięg skał tej grupy jest zwykle niewielki i ograniczony do stref ciągnących się wzdłuż uskoków i nasunięć.

Brekcje tektoniczne stanowią produkt słabej kataklazy, kiedy fragmenty potrzaskanej skały są poprzecinane względem siebie i scementowane. W niewielkich próbkach nie jest możliwe odróżnienie brekcji tektonicznej od niektórych brekcji okruchowych. Rozstrzygnięcie może przynieść analiza budowy geologicznej w odsłonięciu.

Katakłazyty są zbudowane z pokruszonych ziaren mineralnych, scementowanych drobnoziarnistym materiałem ze zmiażdżonej skały. Skały te cechują się bezładną teksturą i bardzo zmiennym zabarwieniem uzależnionym od składu skały pierwotnej. Miejscami są widoczne w nich ślady przesunięć. Katakłazyty towarzyszą strefom uskoków i nasunięć.

Mylonity powstają w procesie zaawansowanej kataklazy (mylonityzacji) na skutek roztarcia wszystkich składników dowolnej skały pierwotnej. W przeciwieństwie do kataklazytów mają bardzo wyraźną teksturę kierunkową, zwykle łupkową. Przekrystalizowane mylonity, zawierające często porfiroblasty i soczewki zbudowane z odporniejszych minerałów, są określane jako blastomylonity. W Polsce mylonity występują na Dolnym Śląsku, w Tatrach Zachodnich oraz w podłożu Karpat i północno-wschodniej Polski. Dolnośląskie mylonity i blastomylonity często występują w postaci gnejsów smużyстых, warstewkowych, a nawet oczkowych.

6.5.2. Skały zmetamorfizowane regionalnie

Stopień przeobrażenia skał wzrasta proporcjonalnie do głębokości, na jakiej proces ten zachodzi. Istnieją jednak i takie skały metamorficzne, które mają taki sam skład mineralny i budowę wewnętrzną, mimo że powstawały w zupełnie różnych strefach metamorfizmu. Jako przykład mogą służyć kwarcyty, które powstają nie tylko w dowolnej strefie metamorfizmu regionalnego, ale tworzą się nawet w trakcie procesów diagenezy w efekcie daleko posuniętej rekrystalizacji krzemionkowego spoiwa.

6.5.2.1. Skały epimetamorficzne (facji zieleńcowej i zeolitowej)

Zieleńce i łupki zieleńcowe (epidotowo-chlorytowe) powstają wskutek przeobrażenia zasadowych wulkanitów i związanych z nimi utworów piroklastycznych. Najczęściej mają one strukturę homeoblastyczną, drobnoblastyczną i teksturę równoległą (łupkową), ale w niektórych przypadkach łupkowa oddzielność nie jest dostrzegalna i skała jest wówczas klasyfikowana jako zieleniec. Skały te składają się głównie z chlorytów, epidotów, plagioklazów i cechują się zabarwieniem zielonym, zielonoszarym do prawie czarnego. Na skutek wietrzenia powierzchnia zieleńców i łupków zieleńcowych pokrywa się brunatnym nalotem. Największe wychodnie zieleńców są położone na obszarze metamorfiku kaczawskiego.

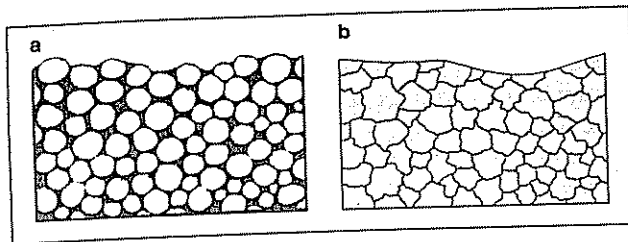
Fyllity stanowią ogniwo pośrednie pomiędzy osadowymi łupkami ilastymi a typowo metamorficznymi łupkami lyszczkowymi. W ich skład wchodzi głównie drobne blasty serycytu, kwarcu i chlorytów. Fyllity mają strukturę granoblastyczną do lepidoblastycznej, wyraźną teksturę łupkową, często falistą z licznymi, drobnymi fałdami i zmarszczkami tektonicznymi. Skała przyjmuje najczęściej zabarwienie czarne, ale niekiedy także zielonkawe, czerwone i fioletowe, a jej powierzchnia odznacza się wyraźnym połyskiem jedwabistym. Połysk odróżnia fyllity od matowych łupków ilastych. Wychodnie fyllitów są znane z metamorfiku kaczawskiego i z Sudetów Wschodnich.

Łupki talkowe są zbudowane z talku z domieszką m.in. chlorytów i serpentynu. Najczęściej są szarawobiałe lub zielonkawe, mają teksturę lepidoblastyczną, a w dotyku sprawiają wrażenie tłustych i miękkich.

Łupki chlorytowe są złożone głównie z chlorytów i kwarcu z domieszkami innych minerałów. Odznaczają się zielonym kolorem, słabym połyskiem i teksturą łupkową. W bardzo podobnych warunkach powstają także **łupki serycytowe**, cechujące się najczęściej jasnymi barwami i silnym jedwabistym połyskiem. Wspólna geneza prowadzi nieraz do powstawania skał mieszanych — **łupków serycytowo-chlorytowych**. Ich charakterystyczne cechy to: srebrzystzielonkawe lub żółtawe zabarwienie (zależne od proporcji dwóch głównych minerałów) oraz wyraźna foliacja i laminacja, a niekiedy także drobne fałdki i nabrzmienia wokół porfiroblastów albitu i granatów. Łupki chlorytowe i serycytowe oraz „mieszane” występują m.in. w metamorfiku kaczawskim, izerskim, metamorficznej osłonie masywu karkonoskiego i w Tatrach.

Łupki grafitowe powstają z przeobrażenia skał ilastych, bogatych w materiał organiczny. Niewielka zwykle domieszka grafitu jest przyczyną czarnego lub ciemnoszarego zabarwienia. Wyższy udział tego minerału wpływa na obniżenie zwężłości i podwyższenie ścieralności skały. Łupki grafitowe występują w masywie Śnieżnika i w Tatrach.

Kwarcyty są zbudowane prawie wyłącznie z kwarcu, któremu mogą towarzyszyć domieszki skaleni, granatów, grafitu i kalcytu. Mają one teksturę zbitą, bezładną i strukturę granoblastyczną, mozaikową. Ziarna i pierwotne krzemionkowe spoiwo w kwarcytach uległy całkowitej rekrystalizacji, co sprawia, że określenie granic pomiędzy poszczególnymi ziarnami, a nawet pomiędzy ziarnami i spoiwem stało się niemożliwe. Kwarcyty mogą powstawać we wszystkich strefach metamorfizmu. Nie ma prostej metody odróżniania kwarcytów osadowych i metamorficznych. Co najwyżej można oprzeć się na bardziej jednolitej, nieomal szklistej powierzchni przelamu tych ostatnich. Problem może stanowić



Ryc. 29. Przekrój powierzchni przelamu piaskowca (a) i kwarcytu (b)

nawet odróżnienie kwarcytów od krzemionkowych piaskowców kwarcowych. Należy wówczas dokładnie obejrzeć powierzchnię przelamu skały. Piaskowce pękają wzdłuż granic ziaren i powierzchnia przelamu ma wyraźnie ziarnisty charakter, a powierzchnia przelamu kwarcytu przecina ziarna i spoiwo, dzięki czemu jest ona zdecydowanie bardziej równa (ryc. 29). Kwarcyty metamorficzne występują w Polsce w Masywie Śnieżnika, okolicach Jegłowej koło Strzelina oraz Glucholaz. Kwarcyty, zarówno metamorficzne, jak i osadowe, należą do pospolitych skał narzutowych, przywleczonej ze Skandynawii.

Lupki kwarcytowe różnią się od kwarcytów wyraźną teksturą lupkową oraz powszechnym występowaniem domieszki drobnoluseczkowego muskowitu (serycytu), który nadaje skale charakterystyczny połysk. Różnicowanie facjalne lupków kwarcytowych przejawia się grubszym uziarnieniem i lepszą rekryształizacją kwarcu w skałach powstałych na większej głębokości. Kwarcyty i lupki kwarcytowe występują zwykle razem, np. w okolicach Strzelina, Glucholaz i Stronia Śląskiego.

Serpentynity powstają w wyniku słabego metamorfizmu skał skrajnie melanokraticznych i ultrazasadowych. W ich skład wchodzi prawie wyłącznie minerały z grupy serpentynu, tj. antygoryt, chryzotyl i lizardyt. Wśród domieszek pojawiają się chromit, magnetyt, chloryty, talk i magnezyt. Serpentynity cechują się teksturą zbitą i najczęściej bezładną, często zawierają liczne żyłki chryzotyłu, chalcedonu, magnezytu i innych minerałów. W kolorystyce serpentynu dominują różne odcienie zieleni z różnobarwnymi plamkami. Plamki zwykle mają rozmyte kontury i zlewają się z tłem. Powierzchnia skały jest stosunkowo gładka (miejscami o lustrzanym wyglądzie, podobna do emalii), „mydlasta” lub tłusta w dotyku. Serpentynity występują w niewielkich odsłonięciach w Górach Sowich oraz w okolicach Ząbkowic Śląskich, Jordanowa i Braszowic.

6.5.2.2. Skały mezometamorficzne (facji amfibolitowej i glaukofanowej)

Lupki mikowe (lyszczkowe) są zbudowane głównie z lyszczków oraz trudno dostrzegalnego gołym okiem kwarcu. Niekiedy występują w nich także granaty, staurolit, cyanit i inne minerały. W zależności od dominującego rodzaju miki wyróżnia się **lupki muskowitowe** i **biotytowe**. Lupki muskowitowe są najczęściej srebrzyste lub szare z wyraźnymi blaszkami muskowitu, co pozwala odróżnić je od słabiej zmetamorfizowanych lupków serycytowych, a biotytowe — brunatne do czarnych. Lupki mikowe cechują się strukturą lepidoblastyczną lub porfiroblastyczną, wyraźną foliacją, laminacją i niekiedy teksturą falistą. Od fyllitów i innych lupków strefy epimetamorficznej różnią się grub-

szymi ziarnami, łatwo dostrzegalnymi makroskopowo, a od gnejsów mniejszą miąższością warstewek. Lupki mikowe należą do pospolitych skał metamorficznych i na terenie naszego kraju odsłaniają się w wielu miejscach na Dolnym Śląsku (krystalinik Śnieżnika, metamorfik izerski) oraz w Tatrach. Wykryto je także w wierceniach w podłożu północno-wschodniej Polski.

Gnejsy, wbrew powszechnie przyjmowanej opinii, najczęściej powstają ze skał osadowych, a nie z granitoidów. W ich skład wchodzi kwarc, plagioklasy, mikroklin, muskowit i biotyt, a jako składniki podrzędne mogą pojawiać się pirokseny, hornblenda, granaty, cyanit i chloryty. Od składu mineralnego zależy zabarwienie, które zmienia się w dość szerokim zakresie, ale najczęściej jest jasne — szare, żółtawe, czerwone do brązowego. W gnejsach występują powszechnie tekstury soczewkowe i oczkowe oraz słabo wyrażone tekstury lupkowe (z wyjątkiem odmian bogatych w miki i inne minerały blaszkowe). Jeszcze większe zróżnicowanie jest widoczne w budowie strukturalnej. Znane są gnejsy o strukturze homeoblastycznej, granoblastycznej od drobno- do gruboblastycznej, porfiroblastycznej, poikiloblastycznej, granolepidoblastycznej, a nawet nematoblastycznej. Ze względu na dużą zmienność składu mineralnego i jeszcze większą budowy wewnętrznej wyróżnia się bardzo liczne odmiany, np. gnejs oligoklazowy, biotytowy, hornblendowy, laminowany, oczkowy i inne. Gnejsy różnią się od mających zbliżony skład granitów wyraźną teksturą kierunkową i częstym występowaniem pokruszonych ziaren kwarcu, natomiast od lupków mikowych odróżnia je dużo słabiej wyrażona oddzielność. Powstają one w bardzo różnych warunkach — od metamorfizmu dyslokacyjnego, przez metasomatozę i metamorfizm umiarkowanych głębokości, aż po strefę katametamorficzną. Fakt ten zadecydował o powszechnym występowaniu gnejsów w praktycznie całej skorupie kontynentalnej. W Polsce gnejsy są najpospolitszą skałą metamorficzną, znaną m.in. z gór: Sowich, Izerskich, Złotych, Bystrzyckich, Rudaw Janowickich, Sudetów Wschodnich, Tatr Zachodnich, podłoża Karpat fliszowych i skał kratonu wschodnioeuropejskiego (pod pokrywą skał osadowych północnej i północno-wschodniej Polski) oraz z eratyków w osadach glacialnych.

Istnieje wiele odmian gnejsów o składzie zbliżonym do granitoidów i słabo wyrażonej teksturze kierunkowej. Wykazują one cechy budowy wewnętrznej pośrednie pomiędzy granitoidami i właściwymi gnejsami. Skały takie są określane jako **granitognejsy**. W ich powstawaniu mogły brać udział różne procesy metamorficzne, włącznie z metamorfizmem dyslokacyjnym, termicznym i metasomatozą. Granitognejsy występują m.in. w Górach Izerskich oraz w utworach czwartorzędowych w postaci glazów narzutowych.

Amfibolity są zbudowane głównie z zielonych lub czarnych amfiboli, obok których mogą pojawiać się zasadowe plagioklasy, lyszczyki, granaty i kwarc. Domieszka jasnych minerałów nie ma jednak większego wpływu na ciemnozielony (prawie czarny) kolor skały. Co najwyżej może przejawiać się występowaniem białych, żółtawych lub czerwonych plamek. Amfibolity mają teksturę lupkową lub bezładną, strukturę homeoblastyczną drobno- lub średnioblastyczną, nematoblastyczną. W odmianach silniej zmetamorfizowanych, zawierających duże idioblasty granatów, może powstać struktura porfiroblastyczna. Amfibolity odsłaniają się w wielu stanowiskach w Sudetach i na przedgórzu oraz w Tatrach.

Marmury są skałami niemal monomineralnymi, złożonymi z kalcytu, rzadziej dolomitu z niewielkimi domieszkami, np. diopsydu lub miki. Zabarwienie mają bardzo

zróżnicowane, ale najczęściej stosunkowo jasne (białe, szare, różowe, zielonkawe). Niekiedy zachowują się w nich relikty pierwotnego warstwowania i skamieniałości, ale należą one do wyjątków. Marmury mają strukturę granoblastyczną, średnio- lub gruboblastyczną, rzadziej nematoblastyczną lub poikiloblastyczną, teksturę równoległą, podkreśloną niekiedy blaszkami miki. **Marmury kalcytowe** powstają w warunkach metamorfizmu kontaktowego oraz we wszystkich strefach metamorfizmu regionalnego. Powstawanie marmurów dolomitowych jest ograniczone do płytszych facji, ponieważ w temperaturze ponad 800°C dolomit rozkłada się. Niewielka twardość marmurów i reakcja z kwasem solnym pozwalają dość łatwo je zidentyfikować. Odróżnienie od skał osadowych o tym samym składzie (wapieni i dolomitów) jest możliwe na podstawie wyraźnej krystalicznej struktury marmurów, braku wyraźnego warstwowania, składników ziarnistych i skamieniałości. Powierzchnia marmurów jest stosunkowo mało zróżnicowana, co najwyżej w różnobarwne smugi i plamy. Marmury występują w osłonie metamorficznej masywu karkonoskiego, w krystalniku Łądką i Śnieżnika oraz w Sudetach Wschodnich.

6.5.2.3. Skały katametamorficzne (facji granulitowej i eklogitowej)

Granulity stanowią produkt głębokiego metamorfizmu w środowisku pozbawionym wody. Składają się głównie ze skaleni, kwarcu i granatów, tworzących niemal izometryczne ziarna. Granulity mają strukturę homeoblastyczną, drobno- lub średnioblastyczną. Najczęściej występuje w nich tekstura bezładna, ale zdarza się również tekstura kierunkowa — gnejsowa. Zabarwienie skały jest zwykle białe, szare do szarozielonkawe z czerwonymi lub brązowymi blastami granatów. Niektóre odmiany granulitów mogą być bardzo podobne do granitoidów, ale odróżnia je obecność granatów zastępujących biotyt, który, jako minerał uwodniony, nie mógł powstać w tej facji metamorfizmu. Granulity należą do skał stosunkowo rzadkich i w Polsce odsłaniają się w krystalniku Łądką i Śnieżnika oraz w bloku gnejsowym Gór Sowich.

Eklogity przyjmują kolory zielonoczerwone i zielone z czerwonymi i brązowymi, a miejscami także niebieskimi plamkami. Podobnie do granulitów powstają w bardzo głębokiej facji metamorfizmu. W związku z tym rzadko wykształcają tekstury kierunkowe i najczęściej cechują się teksturą bezładną oraz strukturą homeoblastyczną, granoblastyczną lub, rzadziej, porfiroblastyczną z dużymi porfiroblastami granatów. Granaty i omfacyt stanowią najważniejsze, a w niektórych przypadkach niemal jedyne składniki skały. W małych ilościach mogą pojawiać się kwarc, skalenie, amfibole i biotyt. Występowanie eklogitów w Polsce jest ograniczone do regionu dolnośląskiego: krystalinik Łądką i Śnieżnika oraz blok gnejsowy Gór Sowich.

6.5.3. Skały kontaktowo-metamorficzne (facji hornfelsowej i sanidynowej)

W strefie poddanej termicznemu oddziaływaniu intruzji magmowej powstają bardzo zróżnicowane skały. Skład mineralny i budowa produktów metamorfizmu kontaktowego zależy zarówno od właściwości skał pierwotnych, jak i od temperatury intruzji, chemizmu magmy, odległości od intruzji i czasu oddziaływania. Do najbardziej charakterystycznych skał metamorfizmu kontaktowego należą skarny i hornfelsy. Naj-

częściej jednak tworzą się w tej strefie tylko odmiany skał, znanych z różnych facji metamorfizmu regionalnego, np. kwarcytów, marmurów, niektórych gnejsów i łupków grafitowych. Makroskopowe stwierdzenie, że dana skała (próbka) powstała w strefie oddziaływania intruzji rzadko jest możliwe, chyba że można to wywnioskować z sytuacji terenowej.

Hornfelsy są skałami granoblastycznymi, drobno- lub średnioblastycznymi (niekiedy poikiloblastycznymi) o zabarwieniu szarym, czarnym lub brązowym. Na ogół cechują się teksturą bezkierunkową, chyba że zachowały się relikty pierwotnego warstwowania. Hornfelsy powstają najczęściej ze skał osadowych drobnookruchowych (łówców, mułowców), albo z odpowiadających im składem chemicznym skał metamorficznych (np. fylitów, łupków chlorytowych i serycytowych). W składzie hornfelsów podstawową rolę odgrywają andaluzyt i kordieryt, a w mniejszych ilościach występują także skalenie, miki (biotyt), kwarc i magnetyt. Hornfelsy są bardzo odporne na erozję i nieraz tworzą eksponowane formy w krajobrazie, np. szczyt Śnieżki w Karkonoszach.

Skarny są złożone głównie z kalcytu, piroksenów, plagioklazów, granatów, kwarcu i epidotów. W genezie skarnów w wielu przypadkach brały udział procesy metasomatyczne. Ze względu na różny skład skał wyjściowych (najczęściej węglanowo-krzemianowych) i zróżnicowane warunki powstawania, skarny cechują się bardzo dużą zmiennością zarówno składu mineralnego, jak i budowy wewnętrznej. Obecność skarnów stwierdzono w Polsce m.in. w okolicach Złotego Stoku, Stronia Śląskiego, Kowar i Szklarskiej Poręby.

6.5.4. Skały ultrametamorficzne

Migmatyty są zbudowane głównie ze skaleni, kwarcu i lyszczyków, zgrupowanych w laminy o odmiennej strukturze. Jasne warstewki kwarcowo-skaleniowe mają strukturę granoblastyczną, a ciemne warstewki biotytowe strukturę lepidoblastyczną. Laminacja migmatytów wykazuje liczne, drobne, dysharmonijne sfałdowania (fałdki pygmatyczne), powstające na etapie uplastycznienia skały w czasie intensywnego metamorfizmu. Migmatyty traktowane są bądź jako produkt ultrametamorfizmu z częściowym wytopieniem jasnych składników w skałę pierwotnej, bądź jako skały gnejsowe lub łupkowe, położone w otoczeniu ogniska magmowego, impregnowane ciekłym, bogatym w krzemionkę, stopem magmowym, który wnikał w skały wzdłuż płaszczyzn foliacji. Migmatyty występują w Górach Sowich i w Tatrach.

6.6. Makroskopowy opis skał metamorficznych

Makroskopową identyfikację skał metamorficznych może ułatwić dokładny opis. Przyjęcie zaproponowanego poniżej schematu pozwoli w większości przypadków na określenie strefy (a niekiedy i facji) metamorfizmu oraz nazwy skały. Opis powinien zawierać:

1. Dokładną charakterystykę budowy wewnętrznej, uwzględniającą wszystkie poznane kryteria.
2. Szczegółowy opis wszystkich minerałów budujących skałę, zakończony ich identyfikacją. Opis powinien zawierać wszelkie cechy poszczególnych minerałów, jakie można określić łącznie z przybliżonym udziałem każdego minerału w próbce, wyrażonym w procentach (ryc. 19).
3. Wrostki, widoczne przeobrażenia minerałów itp.
4. Żyłki i ewentualne obce, bądź nie zmienione elementy (relikty) w skałe.
5. Opis wszelkich cech dodatkowych, np. cios, zróżnicowanie przestrzenne, ślady wietrzenia, stosunek do skał otaczających (w zasadzie tylko w odkrywcę).
6. Kolor skały i jego zmienność w próbce, bądź w odsłonięciu.
7. Wyznaczenie na podstawie budowy wewnętrznej strefy metamorfizmu analizowanej skały.
8. Określenie przypuszczalnej nazwy skały.

PYTANIA KONTROLNE

1. Czym różnią się skały metamorficzne od skał osadowych i magmowych?
2. Przedstaw metodę odróżniania wapieni i dolomitów od ich metamorficznych odpowiedników, tj. marmurów kalcytowych i dolomitowych.
3. Jakie czynniki warunkują przebieg metamorfizmu?
4. Na podstawie jakich cech odróżnia się gnejsy od granitów mających teksturę kierunkową?
5. Jakie są podstawowe różnice pomiędzy skałami powstającymi w strefach epimetamorficznej i katametamorficznej?
6. Które z poniższych skał mogą mieć teksturę bezkierunkową: gnejs, fyllit, granulit, hornfels, eklogit, lupek mikowy, marmur dolomitowy, zieleniec?
7. Jak nazwiesz skałę złożoną z piroksenów i granatów mającą teksturę bezkierunkową, a strukturę homeoblastyczną, granoblastyczną? Scharakteryzuj warunki jej powstania.
8. W jakich warunkach mogą powstawać migmatyty?

ĆWICZENIA

1. Opisz zgodnie z przedstawionym schematem skałę metamorficzną zaproponowaną przez instruktora.
2. Przeprowadź analizę porównawczą granulitu i zieleńca. Jakie dostrzegasz różnice i podobieństwa tych dwóch skał?
3. Porównaj znaczenie gospodarcze skał metamorficznych, magmowych i osadowych oraz wyjaśnij przyczyny różnic w zastosowaniu tych skał.



Stratygrafia

Stratygrafia to dział geologii historycznej, zajmujący się badaniem wieku i następstwa wiekowego skał oraz ich występowaniem w czasie i przestrzeni. Największe znaczenie dla realizacji celów stratygrafii mają metody określania wieku względnego i wieku bezwzględnego skał i procesów geologicznych.

7.1. Względny wiek skał i procesów geologicznych

Określanie **względnego wieku** skał i procesów geologicznych polega na ustaleniu ich następstwa wiekowego (kolejności wiekowej), bez podawania wieku w jednostkach czasu, kiedy skały te powstały, a procesy geologiczne działały. Dla ustalania wieku względnego największe znaczenie praktyczne ma biostratygrafia, litostratygrafia, a także metody diastroficzne.

7.1.1. Biostratygrafia

Biostratygrafia jest działem stratygrafii, która zajmuje się ustalaniem następstwa wiekowego skał skorupy ziemskiej na podstawie skamieniałości, czyli zachowanych w skałach w różnej formie szczątków roślin i zwierząt oraz śladów działalności życiowej organizmów.

7.1.1.1. Powstawanie skamieniałości

Skamieniałości to szczątki organizmów żywych, jak również ślady ich działalności życiowej, które zachowały się do chwili obecnej. Na ich powstawanie, czyli na **fosylizację**, mają wpływ różnorodne czynniki. Istotną rolę odgrywa środowisko naturalne, w którym te organizmy żyły. Najlepsze warunki do tworzenia się skamieniałości panują w zbiornikach wodnych o dużym tempie sedymentacji. Szybkie pogrzebanie organizmów zapobiega rozpuszczaniu i kruszeniu ich szkieletu w wyniku oddziaływania na nie wody, a także chroni je przed niszczeniem spowodowanym aktywnością życiową innych organi-

zmów, takich jak nekrofagi i skalotocze. Gwałtowna depozycja osadów, np. w czasie sztormu, powoduje natychmiastowe zagrzebanie szczątków. Dzięki temu jest możliwe zachowanie się w całości szkieletów zwierząt złożonych z wielu elementów, takich jak wężowidła i rozgwiazdy, które po śmierci zazwyczaj rozpadają się i występują rozproszone w osadzie.

Znacznie trudniej zachowują się skamieniałości w środowisku lądowym, gdzie są narażone na działanie wiatru, deszczu oraz znaczne wahania temperatury. Szczególnie niekorzystne warunki występują w zbiorowiskach leśnych, gdzie w glebie bogatej w kwasy humusowe oraz mikroby następuje na ogół całkowite rozłożenie materii organicznej. Z tego powodu szczątki organizmów lądowych najczęściej zachowują się w osadach bagiennych, jeziornych lub w namulach rzecznych, gdzie wpływ czynników na ich destrukcję jest mniejszy. W tych osadach obecność zwierząt lądowych jest związana ze zmywaniem ich z łądu przez fale, porywaniem przez rzeki, powodzie lub jest wynikiem innych katastrofalnych wydarzeń. W szczególnych sytuacjach fauna lądowa jest znajdowana także w utworach morskich. W Solnhofen, w jurajskich łupkach pochodzenia morskiego, oprócz fauny morskiej znaleziono szczątki owadów, latających gadów i praptaka archeopteryksa. Organizmy te zostały zapewne uniesione daleko od brzegu przez prądy powietrzne.

Padlinożercy i bakterie gnilne powodują całkowite zniszczenie miękkich tkanek. Tylko w przypadkach, w których dochodzi do przerwania procesów biologicznej destrukcji, może zachować się **ciało miękkie**. Do takich wyjątkowych znalezisk można zaliczyć plejstoceńskie mamuty odkryte na Syberii w wieloletniej zmarzlinie, plejstoceńskiego nosorożca włochatego zakonserwowanego w mioceneńskich ilach przesyconych solą i ropą naftową w Staruni (Ukraina) oraz ssaki, które utonęły w jeziorach asfaltowych w Kalifornii. Szczegóły budowy ciała miękkiego owadów, pajęczaków, a czasem nawet małych kręgowców, np. jaszczurek, są także rozpoznawalne w okazach zatopionych w kopalnej żywicy, czyli w bursztynie. Substancją balsamującą jest również koloidalna krzemionka, dzięki której zachowały się drobne organizmy morskie, takie jak graptolity. Fosylizacja ma wyjątkowy przebieg w warunkach beztlenowych, które mogą wystąpić w zbiornikach wodnych o słabej cyrkulacji wody. Środowisko takie nie tylko chroni szczątki przed nekrofagami, ale sprzyja także zastępowaniu tkanek miękkich substancjami mineralnymi, zwłaszcza pirytem i fosforanem wapnia. Dzięki temu powstaje replika ciała miękkiego. Tego typu fosylizacja umożliwia zachowanie się bardzo delikatnych fragmentów organizmów, np. odnóży trylobitów.

W stanie kopalnym znajdowane są także odciski ciała miękkiego. W takiej formie utrwaliły się w skałach późnoproterozoiczne organizmy tkankowe, zwane popularnie fauną z Ediacara (od stanowiska w Australii, gdzie zostały znalezione po raz pierwszy). Jednakże interpretacja szczegółów anatomicznych organizmów tylko na podstawie odcisków jest w wielu przypadkach problematyczna, a co za tym idzie kontrowersyjne jest także ich stanowisko systematyczne. Dotyczy to również skamieniałości typu Ediacara. Część z nich ostatnio jest uważana za odciski nie zwierząt, a plech glonów.

Poszczególne grupy organizmów są w różnym stopniu predysponowane do zachowania się w stanie kopalnym, czyli mają różny **potencjał fosylizacyjny**. W stanie kopalnym najlepiej zachowują się zmineralizowane części ciała organizmów, tj. **szkielety** i **zęby**. Z tego powodu w kopalnych zespołach, w porównaniu z pierwotną biocenozą, udział organizmów wytwarzających szkielet jest bardzo zawyżony w stosunku do gatun-

ków, które są go pozbawione. O potencjale fosylizacyjnym organizmu decyduje nie tylko jego budowa, ale również inne cechy, np. tryb życia. Zwierzęta żyjące w osadzie, np. niektóre małże lub jeżowce, są pogrzebane już za życia, co zwiększa szansę na zachowanie ich szczątków.

Substancja mineralna budująca szkielet w czasie fosylizacji może nie ulegać żadnym przemianom mineralnym i chemicznym. Dotyczy to kalcytowych szkieletów małżów, ramienionogów lub jeżowców. Jednakże nawet i w takich przypadkach skład chemiczny szkieletów może nieznacznie różnić się od pierwotnego. Spowodowane jest to wzbogaceniem szkieletu w substancję mineralną, która zastąpiła występujące w nim składniki organiczne.

Szkielety zbudowane z nietrwałych minerałów mogą podlegać transformacjom bez zmiany ich składu chemicznego. Następuje wówczas przeobrażenie struktury szkieletu związane z **krystalizacją i rekrytalizacją** substancji budulcowej. Bezstrukturalny opal budujący pancerzyki promienic i igły gąbek krystalizuje w chalcedon. W szkieletach koralowców następuje **rekrytalizacja** węglanu wapnia, połączona ze zmianą postaci krystalograficznej, w czasie której aragonit przechodzi w kalcyt.

W czasie fosylizacji może nastąpić także przemiana chemiczna szkieletu, polegająca na substytucji lub uwęgleniu. **Substytucja** zachodzi wtedy, gdy, w wyniku krążenia roztworów w skałach, pierwotna substancja mineralna jest zastępowana wtórnym minerałem. W zależności od rodzaju wtórnego minerału taki proces jest nazywany odpowiednio np. kalcytyzacją, sylifikacją, fosforytyzacją. W procesie **uwęglenia** następuje znaczne wzbogacenie szczątków w węgiel. Uwęglenie zachodzi głównie w czasie fosylizacji tkanek roślinnych w wilgotnych warunkach beztlenowych, ale zostało także stwierdzone w organicznych szkieletach graptolitów.

Po śmierci organizmu szkielet może ulec całkowitemu rozpuszczeniu. Jeżeli osad, w którym znajdował się szkielet, nie jest dostatecznie scementowany, to pustka po takim organizmie ulega zasklepieniu. Jeżeli jednak skała jest wystarczająco zwięzła, po rozpuszczonym szkielecie pozostaje **odlew** pozwalający odtworzyć przynajmniej niektóre jego cechy budowy. W zależności od tego, która część szkieletu utrwaliła się w skałe, wyróżniamy **odciski** powierzchni zewnętrznej, odlewy wewnętrznej powierzchni, czyli **ośrodk** oraz odlewy zewnętrzne nazywane **ośrodkami urzeźbionymi**.

Skamieniałości znajdujące się w skałach wraz z nimi podlegają różnym deformacjom. Najczęściej są one zniekształcone w wyniku kompaktacji osadu. Stopień kompaktacji zależy od rodzaju skały. Najsilniej sprasowane skamieniałości występują w łupkach. W takich przypadkach odtworzenie pierwotnego kształtu okazu jest niezwykle trudne.

O istnieniu wielu organizmów w kopalnych zespołach świadczą niekiedy wyłącznie ślady, jakie pozostawiły w osadzie. Najczęstszymi **skamieniałościami śladowymi** są:

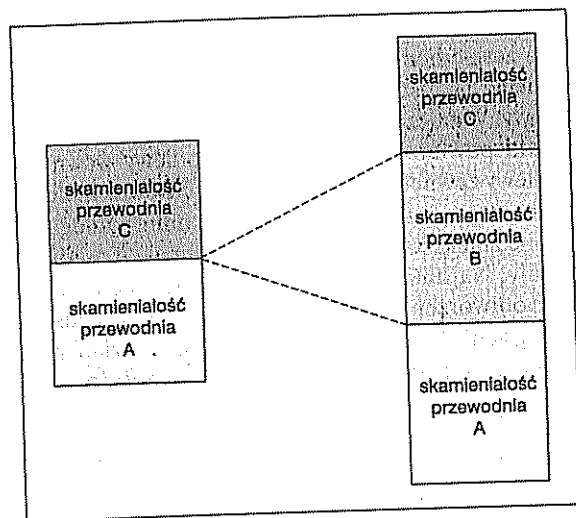
- ślady poruszania się zwierząt (np. tropy gadów, ślady pelzania trylobitów),
- domostwa (np. nory raków, drążenia skalotoczy),
- ślady żerowania (np. drapieżnictwo krabów jest widoczne w postaci uszkodzeń na muszlach mięczaków),
- kopalne odchody, czyli koprolity.

Dokładna identyfikacja organizmu na podstawie pozostawionych śladów nie zawsze jest możliwa, zwłaszcza, gdy brakuje odpowiedników we współczesnych zespołach faunistycznych.

7.1.1.2. Znaczenie skamieniałości

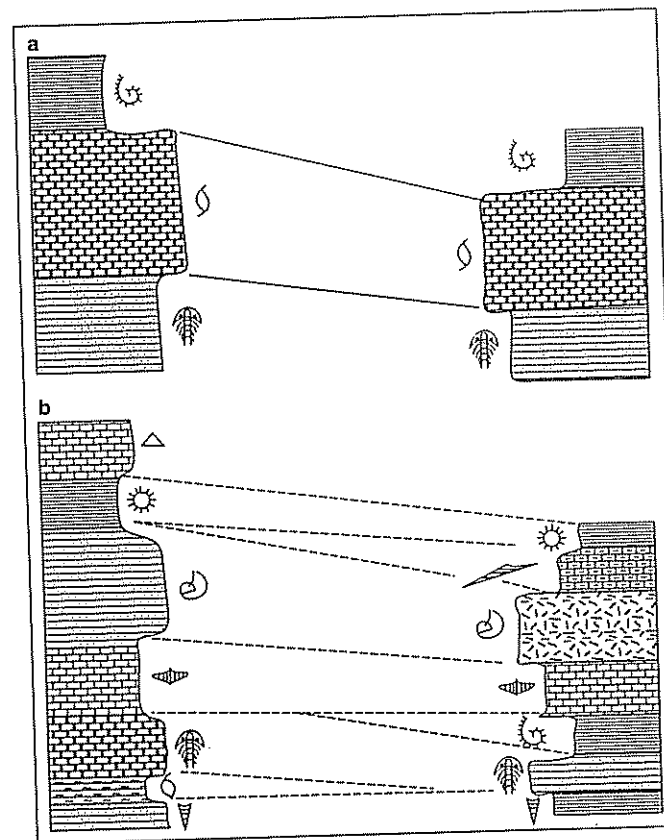
Największe znaczenie w biostratygrafii mają **skamieniałości przewodnie**, czyli skamieniałości tych rodzajów i gatunków zwierząt lub roślin, które żyły w krótkim odcinku dziejów Ziemi, miały szerokie rozprzestrzenienie geograficzne, występują powszechnie w skałach powstałych w różnych warunkach facjalnych. Ważne jest też, szczególnie dla skamieniałości rozpoznawalnych makroskopowo, aby były one łatwe do rozpoznania bez uciekania się do dokładniejszych metod. Takimi skamieniałościami są np. kambryjskie **archeocyaty**, paleozoiczne **trylobity**, **goniatyty**, **koralewce czteropromienne**, **graptolity**, mezozoiczne **amonity właściwe**, kredowe **inoceramy**, trzeciorzędowe **numulity**.

Skamieniałości przewodnie pozwalają na porównanie wieku skał w odległych od siebie rejonach skorupy ziemskiej i dokonanie **korelacji stratygraficznej**. Kiedy w skałach występujących w Górach Świętokrzyskich znajdziemy trylobita *Holmia kjerulfii* i taką samą formę spotkamy w Górach Flindersa w Australii lub w Appalachach, to będziemy pewni, że skały te, nawet jeśli znacznie różnią się od siebie, powstały w tym samym okresie geologicznym — w kambrze. Każdemu okresowi dziejów Ziemi odpowiadają skamieniałości przewodnie, dzięki którym można określić względny wiek skał, tzn. stwierdzić, czy skały, w których dana skamieniałość występuje, są starsze czy młodsze od skał, które spotykamy w innym, często niezbyt oddalonym miejscu.



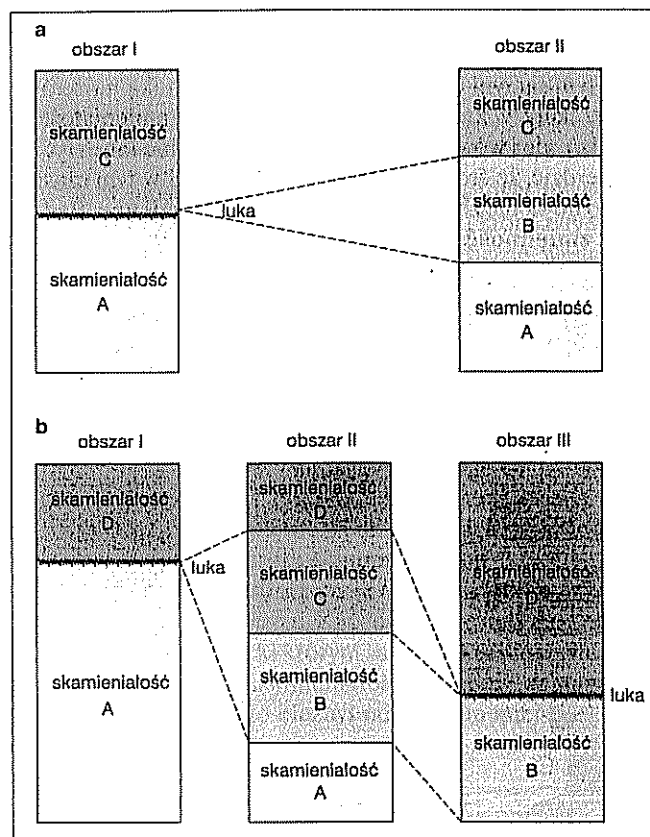
Ryc. 30. Występowanie tych samych skamieniałości w profilach dwóch rejonów pozwala na stwierdzenie, które warstwy w obu profilach powstawały w tym samym czasie

Biostratygrafia umożliwia korelowanie ze sobą profili skał osadowych (czasem także skał metamorficznych) z różnych obszarów i wyodrębnienie utworów powstałych jednocześnie, tj. w tym samym czasie (ryc. 30). Korelację taką możemy przeprowadzić nie tylko wtedy, gdy skały, w których występują te same skamieniałości przewodnie, są analogiczne (ryc. 31a), ale i wówczas, gdy są one diametralnie inne (ryc. 31b). Będziemy mogli również stwierdzić, że środowisko powstawania skał w tym czasie na dwóch różnych obszarach było do siebie zbliżone lub też zupełnie odmienne. Będzie można zatem odtwarzać również **zmienność facjalną**.



Ryc. 31. Skamieniałości przewodnie pozwalają na korelację zarówno skał o podobnej litologii (a), jak i zupełnie odmiennych, pod warunkiem, że występują w nich analogiczne skamieniałości przewodnie (b)

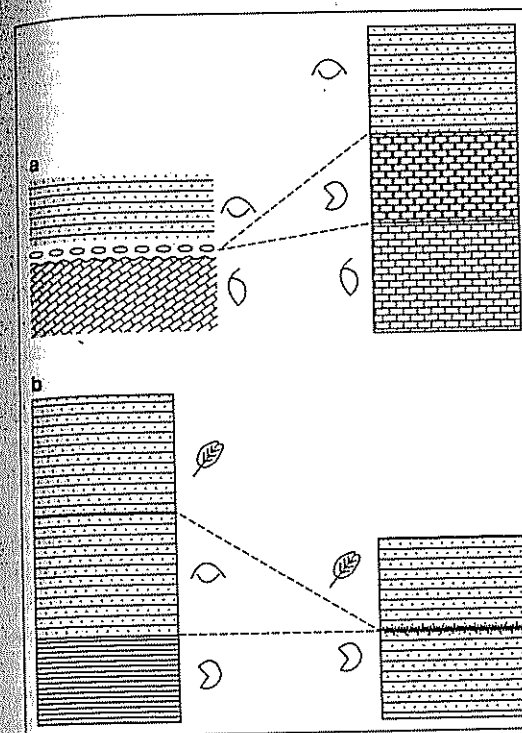
Biostratygrafia pozwoli również na stwierdzenie, czy w profilu skalnym jednego obszaru znajdują się **luki stratygraficzne**, których nie ma w innych obszarach (ryc. 32a), lub występują one w innych fragmentach profilu (ryc. 32b). Zatem pozwala ona wnioskować o ruchach tektonicznych, które powodowały wypiętrzanie lub obniżanie pew-



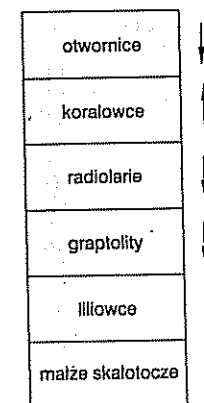
Ryc. 32. Skamieniałości przewodnie umożliwiają stwierdzenie luk stratygraficznych w profilach skalnych i różnic w historii geologicznej między dwoma (a) i większą liczbą obszarów (b)

nych obszarów, często połączonych z fałdowaniem (ryc. 33a) i późniejszą erozją lub pograżaniem się pod poziom wód morskich czy oceanicznych (ryc. 33b).

Dzięki skamieniałościom można również odtwarzać warunki środowiskowe, jakie panowały na określonym obszarze w czasie powstawania skał osadowych, w których występują i zmienność tych warunków. Masowe występowanie koralowców lub mszycowców kolonijnych będzie informowało o płytkim zbiorniku morskim; jednak występowanie koralowców będzie świadczyło o normalnym zasoleniu zbiornika morskiego, podczas gdy występowanie mszycowców — o podwyższonym zasoleniu wód zbiornika morskiego. Występowanie w skałach skamieniałości graptolitów będzie informowało o otwartym zbiorniku morskim w czasie powstawania tych skał. Skamieniałości ostryg natomiast świadczą o tym, że środowisko, w którym powstawały skały zawierające te skamieniałości, było płytkomorskie itp. (ryc. 34).



Ryc. 33. Skamieniałości przewodnie umożliwiają określenie wieku fałdowań (a) czy procesów wypiętrzania nie związanych z fałdowaniem (b)



Ryc. 34. Tryb życia zwierząt, których szczątki występują w skałach, pozwala na określenie zwrotu ruchów dna zbiornika

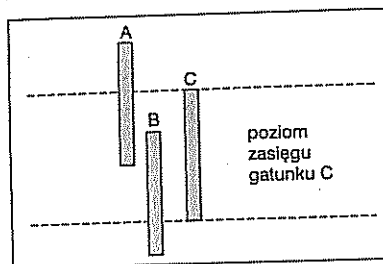
7.1.1.3. Jednostki biostratygraficzne

Jednostkami biostratygraficznymi są **poziomy** i **podpoziomy** biostratygraficzne. Poziomy są wyznaczane w różny sposób, gdyż istnieje wiele rodzajów poziomów biostratygraficznych.

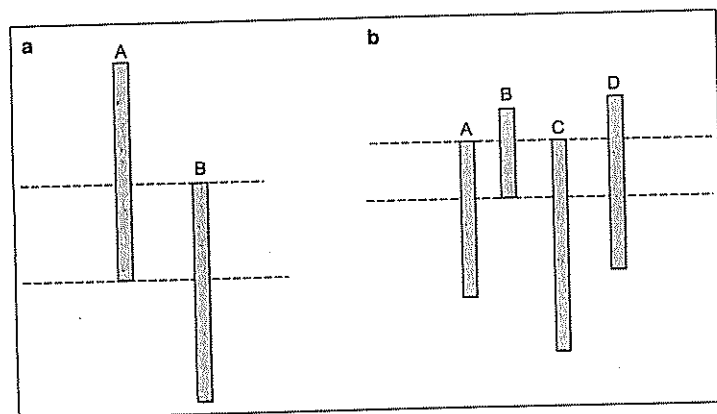
Najprostszym poziomem biostratygraficznym jest **poziom zasięgu gatunku**. Jest to zespół skał, w którym występuje określony gatunek, od momentu jego pojawienia się, aż do momentu wyginięcia (ryc. 35).

Innym rodzajem poziomu jest **poziom współwystępowania**. Obejmuje on zespół skał, w którym występują jednocześnie dwie (ryc. 36a) lub więcej (ryc. 36b) skamieniałości przewodnich. Ważne jest określenie, jakie skamieniałości muszą występować w obrębie poziomu współwystępowania.

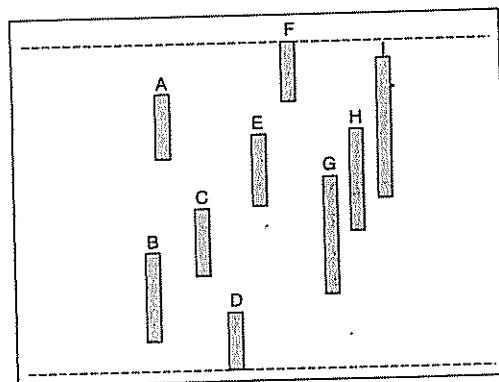
Jeszcze innym rodzajem poziomu biostratygraficznego jest **poziom zespołowy**. Obejmuje on zespół organizmów, najczęściej z tego samego rodzaju, od chwili pojawienia się pierwszego osobnika do wymarcia ostatniego z nich (ryc. 37).



Ryc. 35. Poziom zasięgu gatunku



Ryc. 36. Wyznaczanie poziomów współwystępowania dwóch (a) i większej liczby gatunków (b)



Ryc. 37. Poziom zespół gatunków A — I

7.1.1.4. Systematyka i nomenklatura paleontologiczna

Przy opisie skamieniałości jest konieczne ustalenie ich przynależności systematycznej. **Systematyka** polega na opisie różnorodności organizmów, badaniu jej przyczyn oraz na łączeniu organizmów w grupy według ustalonych reguł. W zależności od przyjętego kryterium jest stosowana systematyka:

- **naturalna**, polegająca na grupowaniu skamieniałości według ich pokrewieństwa,
- **sztuczna**, oparta na podobieństwie w budowie, które nie zawsze musi odzwierciedlać ewolucyjne pokrewieństwo.

W paleontologii dąży się do stosowania systematyki naturalnej, ale nie zawsze jest to możliwe. Ustalenie pokrewieństwa form kopalnych jest często problematyczne, co wynika głównie z braku informacji o ciele miękkim, którego budowa ma znaczenie diagnostyczne w systematyce obecnie żyjących organizmów. W ostatnich latach przyjęta przez biologów systematyka naturalna jest weryfikowana dzięki badaniom DNA. W wyjątkowych przypadkach badania takie zastosowano również w przypadku skamieniałości. Zachowane DNA neandertalczyka pozwoliło wykluczyć ten gatunek hominida z listy bezpośrednich przodków *Homo sapiens*. DNA mamutów wykazało z kolei, że ich najbliższym dziś żyjącym krewnym jest słoń indyjski.

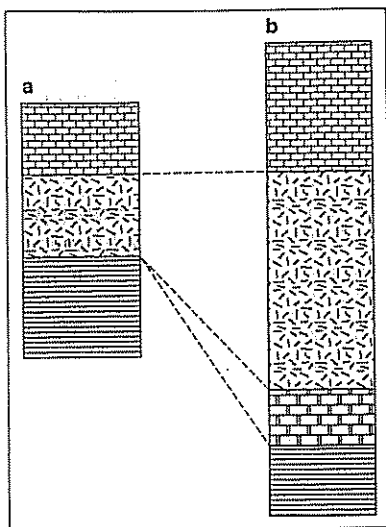
Rozbieżności między systematyką naturalną i sztuczną są dobrze widoczne na przykładzie małżów. Klasyfikacja współczesnych gatunków jest oparta na budowie skrzel, natomiast form kopalnych na budowie muszli. Systematyka sztuczna jest także często używana w odniesieniu do skamieniałości śladowych, których podział opiera się przede wszystkim na ich kształcie.

Podstawową jednostką w systematyce jest gatunek np. *Monograptus flexilis* i *Monograptus crispus*. Pierwszy człon nazwy — *Monograptus* oznacza rodzaj i jest on wspólny dla różnych gatunków należących do danego rodzaju (można porównać je z „nazwiskiem”). Drugi człon oznacza nazwę gatunkową („imię”), która może być użyta w nazwie innego gatunku, jeśli należy on do innego rodzaju np. *Sporodocsinia decheni* (gąbka) i *Simbirskites decheni* (głownóg).

7.1.2. Litostratygrafia

Litostratygrafia jest dziedziną stratygrafii, która zajmuje się porządkowaniem skał skorupy ziemskiej na podstawie ich głównych cech litologicznych i ich zmienności. Konieczne jest podkreślenie, że cechy biostratygraficzne osadu (skały) nie odgrywają tu żadnej roli. Bierzemy pod uwagę wyłącznie litologię skał (ryc. 38). Ale przecież takie same skały mogą powstawać w różnych okresach geologicznych. Zależy to głównie od środowiska. Jeśli więc chcemy, żeby litostratygrafia odgrywała ważną rolę w metodach oznaczania względnego wieku skał określonego obszaru, musimy posiadać wiele informacji o litologii skał i różnic między nimi na całym obszarze. Inaczej nasza znajomość litologii nie będzie przydatna.

Jako przykładu można użyć czerwonych piaskowców kwarcowych występujących powszechnie w Europie. Piaskowce takie są powszechne w skałach: najwyższego prekambru, dolnego dewonu, dolnego permu, dolnego triasu. Jeśli zatem na jakimś obszarze będą znajdowały się wszystkie te skały, to dokonamy błędnej korelacji. Dopiero wówczas, gdy będziemy wiedzieli, jaka jest dolna i górna granica tych poszczególnych kompleksów skalnych będziemy mogli powiedzieć coś więcej. Gdy i to nie pomoże, oce-



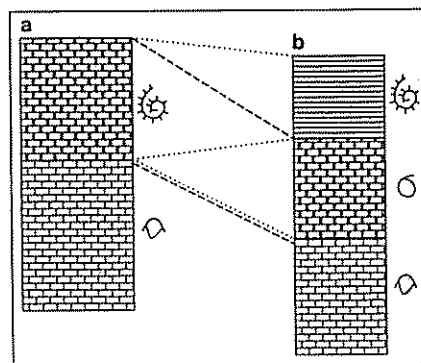
Ryc. 38. Litostratygrafia polega na porządkowaniu skał na podstawie ich cech litologicznych. Można by stwierdzić, że w profilu a występuje luka stratygraficzna obejmująca okres powstawania dolomitów w profilu b

nimy, że same cechy litologiczne skał nie wystarczą i musimy uciekać się do innych metod, aby ocenić względny wiek skał.

Chcąc unikać zasadniczych błędów, litostratygrafię stosujemy tam, gdzie znamy stosunkowo dobrze budowę geologiczną, lecz gdzie skamieniałości występują zbyt rzadko, aby za każdym razem ocenienie wieku na ich podstawie było prawidłowe.

Niekiedy litostratygrafia ma bardzo duże znaczenie. Tak jest na przykład w Karpatach, gdzie we fliszowych osadach skamieniałości są rzadkie. W takich kompleksach skalnych występują też niekiedy tzw. ogniwa przewodnie, które odgrywają dużą rolę, gdyż pojawiają się na dużych obszarach w tym samym czasie (np. eoceńskie łupki menilitowe w Karpatach lub warstwa górnopermskiego łupka miedzionośnego na obszarze Niziu Polskiego).

Litostratygrafia może być jednak użyta z powodzeniem tylko wtedy, gdy znajduje potwierdzenie w innych metodach ustalania wieku względnego, m.in. biostratygrafii. W przeciwnym razie może prowadzić do błędnego ustalenia wieku skał i procesów geologicznych (ryc. 39).

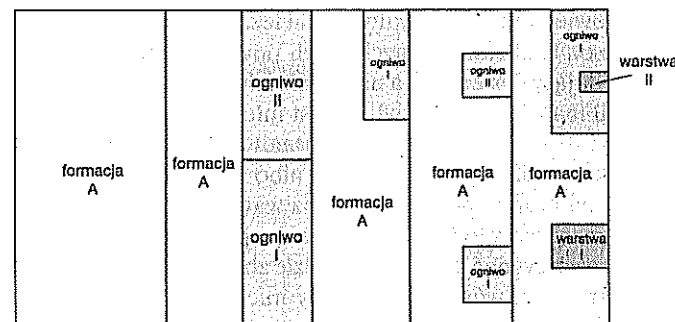


Ryc. 39. Korelacja na podstawie wyłącznie litologii (linie przerywane) może doprowadzić do błędnych wniosków; w rzeczywistości w profilu a jest luka stratygraficzna natomiast właściwą korelację przedstawia linia kropkowana

7.1.2.1. Jednostki litostratygraficzne

Formalnymi jednostkami litostratygraficznymi są: **grupa, formacja, ogniwo i warstwa**. Gdy chcemy stosować litostratygrafię, musimy wydzielać formacje, natomiast wydzielanie innych jednostek, zarówno podrzędnych, jak i nadrzędnych, nie jest bezwzględnie wymagane.

Formacja wchodzi w skład grupy, a ogniwo i warstwa mogą być wydzielane w obrębie formacji. Warstwa może być zarówno częścią formacji, jak i ogniwa. Niższe jednostki litostratygraficzne (ogniwo i warstwa) nie mają zatem znaczenia hierarchicznego (ryc. 40).

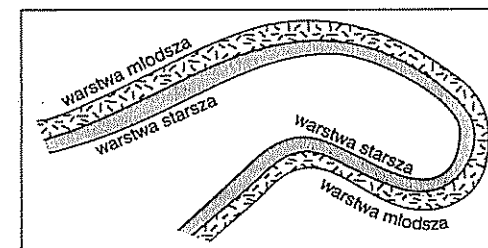


Ryc. 40. Wydzielanie ogniw i warstw w obrębie formacji nie ma rangi hierarchicznej

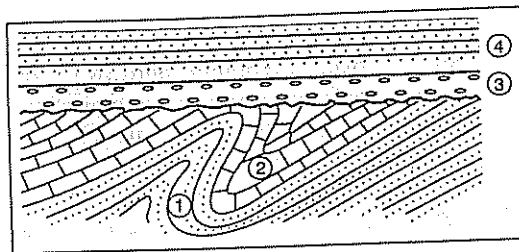
7.1.3. Metody diastroficzne ustalania względnego wieku skał i procesów geologicznych

Wśród metod ustalania względnego wieku skał, ale szczególnie wśród metod diastroficznych i litostratygrafii bardzo ważną rolę odgrywa **zasada superpozycji**, czyli nadległości warstw. Zasada ta mówi, że warstwy leżące wyżej są młodsze od warstw leżących niżej. Jednak zasada ta może być stosowana jedynie na obszarach słabo zaburzonych lub niezaburzonych tektonicznie. Na obszarach o budowie płaszczowinowej zdarza się bowiem często, że warstwy leżą w pozycji odwróconej, tzn. warstwy starsze leżą na warstwach młodszych (ryc. 41).

Metody diastroficzne są stosowane przede wszystkim do odtwarzania następstwa procesów geologicznych działających w przeszłości na jakimś obszarze. Jeśli na przy-

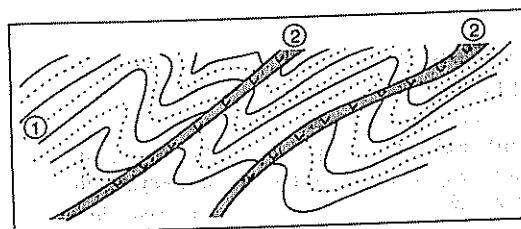


Ryc. 41. Na obszarach zbudowanych z płaszczowin i fałdów przewalonych zdarza się często, że warstwy starsze leżą na warstwach młodszych

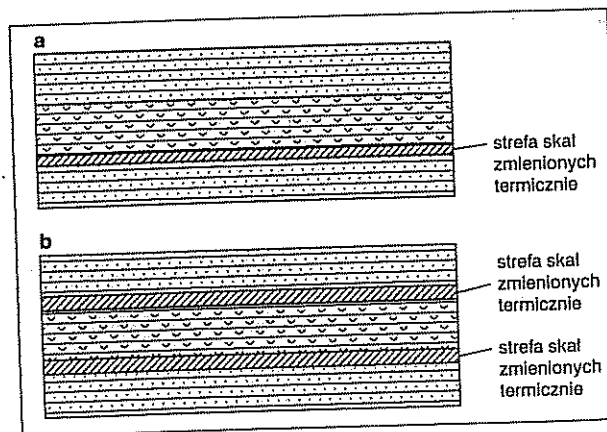


Ryc. 42. Z takiego przekroju geologicznego można odczytać, że fałdowania nastąpiły po powstaniu warstwy 2, a przed powstaniem warstwy 3

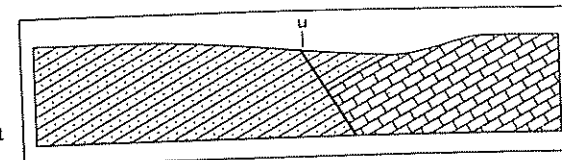
kład na zrównanej powierzchni sfaldowanych skał leżą skały niesfaldowane, to z pewnością są one młodsze od skał sfaldowanych, a ich powstanie musiał poprzedzić proces fałdowania skał znajdujących się niżej, a następnie ich erozja (ryc. 42). Jeśli serie skalne są przecięte żyłą skał magmowych, to żyła ta jest młodsza od skał, które przecina (ryc. 43). Kłopot może być z ustaleniem wieku żyły bazaltowej występującej między dwiema warstwami innych skał. Może być ona bowiem albo sillem (żyłą pokładową), albo też potokiem lawowym, na którym powstała kolejna warstwa osadów. W pierwszym przypadku żyła będzie oczywiście młodsza od skały leżącej wyżej na niej, w drugim zaś — będzie starsza. Aby to rozstrzygnąć, konieczne będzie zbadanie skał leżących wyżej — jeśli są w niej zmiany termiczne, wówczas będziemy mieli do czynienia z sillem, jeśli nie, możemy mieć do czynienia z pokrywą lawową (ryc. 44).



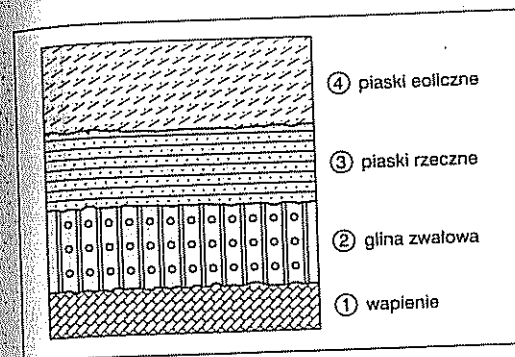
Ryc. 43. Żyła skał magmowych (2) jest zawsze młodsza od skał, które przecina (1)



Ryc. 44. Badanie kontaktów między skałą magmową a skałą otaczającą pozwala na stwierdzenie, czy mamy do czynienia z pokrywą lawową (a), czy z sillem (b)



Ryc. 45. Uskok (u) przecinający skały jest od nich młodszy



Ryc. 46. Z profilu geologicznego odczytamy, że po powstaniu wapieni (1) nastąpiły fałdowania, po czym działała erozja i zrównywanie obszaru. Następnie obszar został zlodowoceny, a śladem zlodowacenia są gliny zwalowe (2). Po ustąpieniu lodowca tworzyły się piaszczyste osady rzeczne (3), które później były przesypane przez wiatr (4)

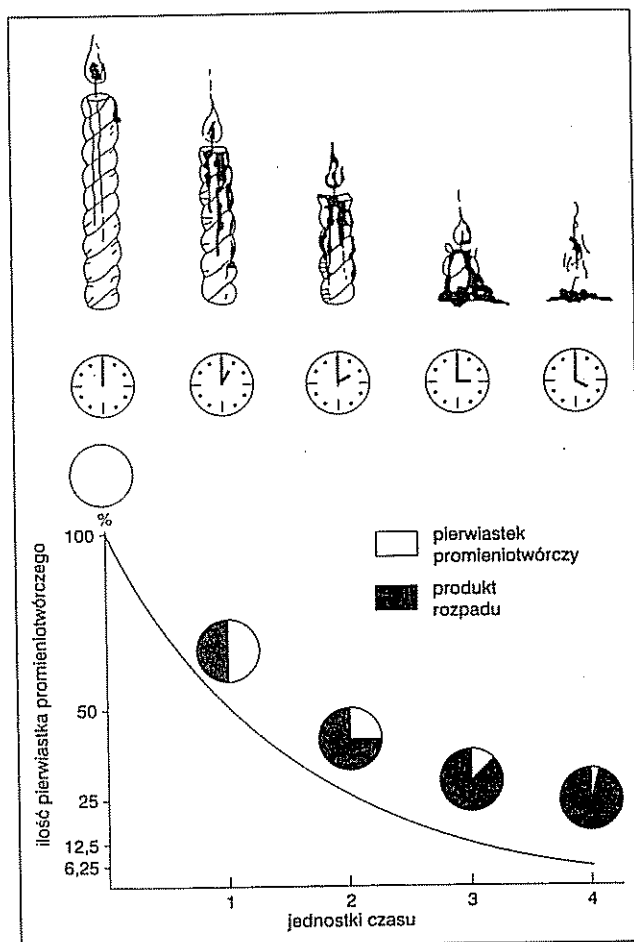
Uskok, który przecina określone warstwy, jest zawsze od nich młodszy, podobnie jak i spękania przecinające skały (ryc. 45).

Analiza profilu geologicznego i niezgodności między skałami pozwala zatem na odтворzenie historii geologicznej obszaru (ryc. 46).

7.2. Bezwzględny wiek skał

Ze wszystkich metod oznaczania bezwzględnego wieku skał, czyli podawania ile lat upłynęło od ich powstania, na największą uwagę zasługują metody promieniotwórcze. Zasada ich stosowania opiera się na stałym okresie połowicznego rozpadu pierwiastków promieniotwórczych, które przechodzą w izotopy niepromieniotwórcze. Znając okres połowicznego rozpadu określonego pierwiastka promieniotwórczego, jego ilość w skale oraz ilość produktów jego rozpadu, można określić ile lat minęło od rozpoczęcia procesu rozpadu promieniotwórczego, co z reguły pokrywa się z momentem powstania skały (ryc. 47). Wiek skał można określić odpowiednim wzorem.

Inna metoda promieniotwórcza, mająca zastosowanie do skał najmłodszych, to metoda oparta na promieniotwórczym węglu ^{14}C , którego stosunek do niepromieniotwórczego izotopu węgla w atmosferze jest stały. Stosunek ten jest stały również w ciałach wszystkich żyjących organizmów, którym do procesów życiowych jest potrzebny atmosferyczny węgiel. Stosunek ten zaczyna się zmniejszać po śmierci organizmu, gdyż nowe ilości promieniotwórczego węgla nie są już dostarczane. Znając stosunek węgla promieniotwórczego do niepromieniotwórczego w szczątku organicznym zawartym w skale możemy, przy wiadomym okresie połowicznego rozpadu węgla promienio-

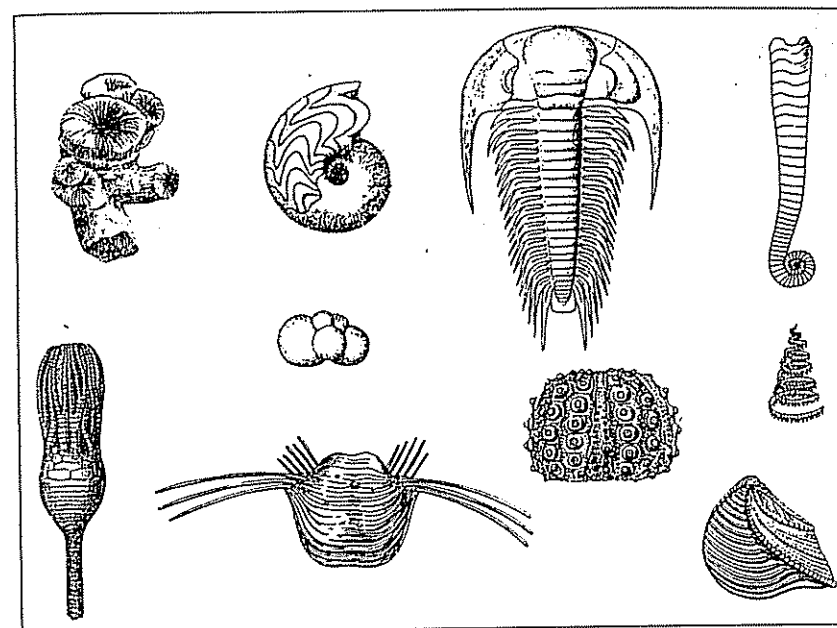


Ryc. 47. Zasada określania wieku bezwzględnego skal na podstawie znajomości okresu połowicznego rozpadu pierwiastków promieniotwórczych

twórczego, określić czas śmierci organizmu, który będzie się często pokrywał z czasem powstania skały, w której on występuje. Tu również można posłużyć się odpowiednim wzorem matematycznym.

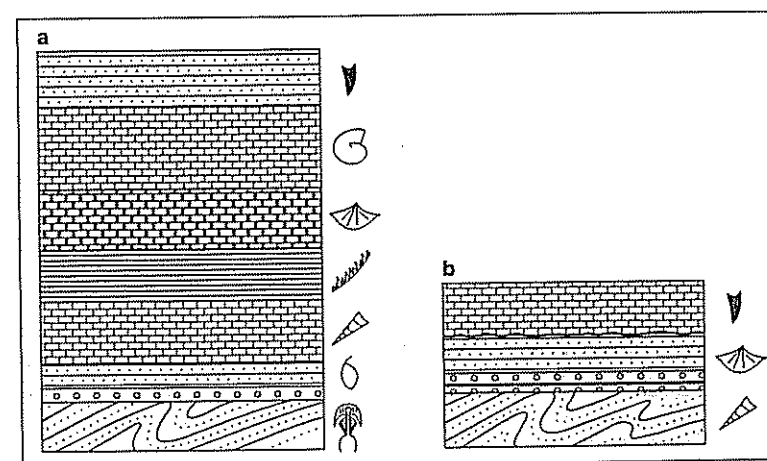
ĆWICZENIA

1. Na rysunku 48 przedstawiono różne grupy skamieniałości. Ilustracje tych skamieniałości znajdują się w podręczniku. Określ, czy dana skamieniałość jest: trylobitem (1), amonitem (2), ramienionogiem (3), małżem (4), jeżowcem (5), graptolitem (6), koralowcem (7), otwornicą (8), liliowcem (9), łodzikiem (10), wpisując odpowiednią liczbę w okrąg obok skamieniałości.

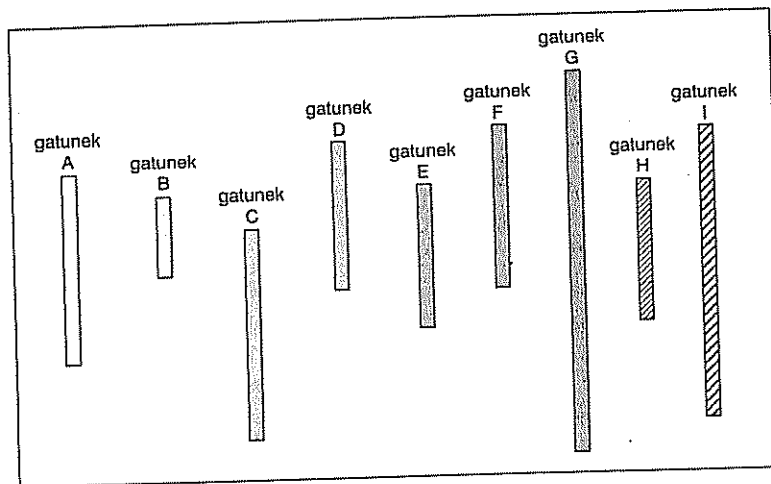


Ryc. 48. Ćwiczenie 1

2. Na rycinie 49 przedstawiono profile osadowe skał z dwóch różnych rejonów wraz z występującymi w nich skamieniałościami przewodnimi oznaczonymi odpowiednimi symbolami. Dokonaj korelacji biostratygraficznej obu profili.

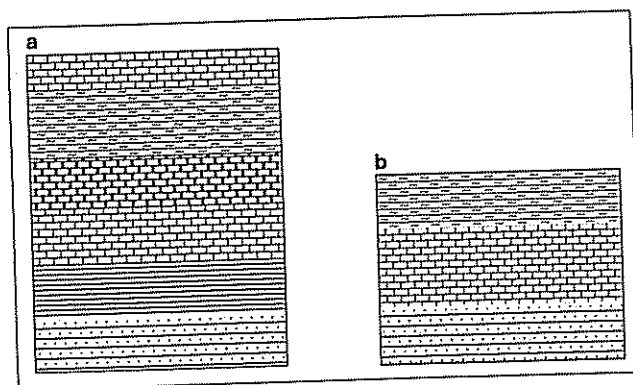


Ryc. 49. Ćwiczenie 2



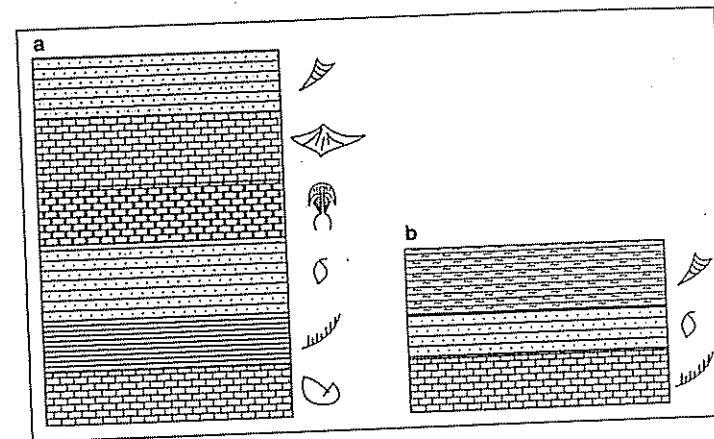
Ryc. 50. Ćwiczenie 3

3. Na rycinie 50 przedstawiono skamieniałości i ich zasięgi czasowe. Wyznacz poziomy zasięgu gatunku, poziomy współwystępowania i poziomy zespół.



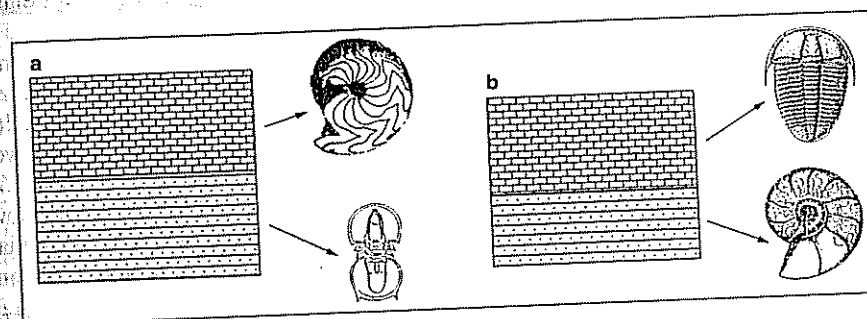
Ryc. 51. Ćwiczenie 4

4. Na rycinie 51 przedstawiono dwa profile skał osadowych, w których nie stwierdzono skamieniałości. Dokonaj korelacji litostratygraficznej obu profili. Czy na podstawie tych danych zawartych na ilustracji można dokonać tej korelacji tylko w jednym wariantcie? Ile wariantów takiej korelacji możesz wykonać?
5. Na rycinie 52 przedstawiono dwa profile skał osadowych, w których w obrębie pewnych kompleksów skalnych stwierdzono występowanie skamieniałości przewodnich. Dokonaj korelacji obu tych profili. Czy same cechy litologiczne osadów wystarczyłyby do prawidłowej korelacji profili?



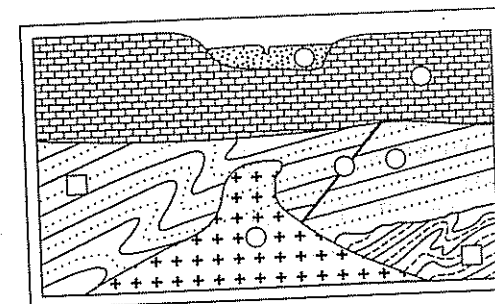
Ryc. 52. Ćwiczenie 5

6. Na rycinie 53 znajdują się profile skał osadowych z występującymi w nich skamieniałościami przewodnimi, których ilustracje znajdują się w podręczniku. Określ, czy warstwy w obu profilach znajdują się w położeniu normalnym, czy odwróconym.



Ryc. 53. Ćwiczenie 6

7. Określ kolejność powstawania skał i następstwo procesów geologicznych przedstawionych na rycinie 54. W kółkach zaznacz cyframi arabskimi kolejność powstawania skał, intruzji, uskoku, cyframi rzymskimi zaś (w kwadratach) — kolejność deformacji fałdowych.



Ryc. 54. Ćwiczenie 7

Przegląd systematyczny skamieniałości — bezkręgowce

8.1. Typ: Gąbki (Porifera)

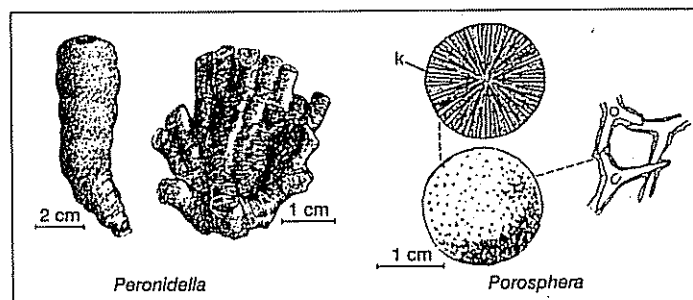
Gąbki są organizmami głównie morskimi, występującymi we wszystkich strefach klimatycznych. Te osiadłe zwierzęta żyją pojedynczo lub w koloniach, zasiedlając zarówno skaliste, jak i muliste podłoże. Mają one regularne kształty (kuliste, maczugowate, cylindryczne, kielichowate itp.) lub też są w formie gałązek i nieregularnych brył. Gąbki są najprostszymi organizmami wielokomórkowymi. Nie mają tkanek ani organów i dlatego, jako jedyna grupa filtratorów, cedzą drobny pokarm z wody całą masą ciała. Powierzchnia gąbki jest usiana maleńkimi porami. Przez nie woda dostaje się do systemu kanałów, którymi przepływa do centralnej jamy (spongocela) i dalej wypływa na zewnątrz przez otwór wyrzutowy (oskulum). Pokarm jest wychwytywany przez specjalne komórki, zaopatrzone w wici, które najczęściej są zgrupowane w komorach znajdujących się wewnątrz ścianki. Układ kanałów w szkielecie gąbki i rozmieszczenie otworów kanałowych na jego powierzchniach są pomocne przy wyróżnianiu kopalnych rodzajów. Najistotniejsze zróżnicowanie gąbek, będące podstawą ich systematyki, wiąże się jednak z chemizmem i strukturą szkieletu. Zwierzęta te wytwarzają szkielet organiczny, złożony z włókien sponginowych i (lub) wewnętrzny szkielet w postaci mikroskopijnych, mineralnych igieł. **Gąbki wapienne** (Calcispongiae) cechuje szkielet zbudowany z węglanowych igieł, głównie trójpromiennych, które mogą być połączone kalcytowymi włóknami (ryc. 55). **Gąbki szklistoszkieletowe** (Hyalospongiae) wytwarzają natomiast opalowe igły trójosiowe, o osiach przecinających się pod kątem prostym. Igły mogą być rozmieszczone luźno w ich ciele lub też są połączone w trójwymiarowy, ażurowy szkielet (ryc. 56.). Pospolite w minionych epokach były gąbki kamienne (Lithistida), reprezentujące gromadę **gąbek zmiennoszkieletowych** (Demospongiae). Ich zwarty szkielet składa się z różnego typu rozgałęzionych, opalowych igieł, zwanych ogólnie desmami (ryc. 57). U **gąbek koralowych** (Sclerospongiae), oprócz nie łączących się ze sobą opalowych igieł, na zewnątrz ciała jest odkładany masywny węglanowy szkielet, tzw. bazalny.

Gąbki są znajdowane już w skałach kambryjskich. Grupy o szkieletach krzemionkowych w niektórych okresach geologicznych, np. w jurze i kredzie, występowały masowo. W późnej jurze, przy współudziale sinic, budowały biohermy. Pozostałością tych struktur jest obecnie pas wapiennych skałek na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Krzemionkowe igły gąbkowe są głównym budulcem spongiolitów, znanych z jury Tatr oraz

kredy Karpat fliszowych. Igły są również ważnym składnikiem gezy i opok. Gezy występują m.in. w kredzie Karpat fliszowych i w paleogenie Lubelszczyzny, natomiast opoki są typowe dla kredy obszarów pozakarpaccich. Gąbki wapienne są znane z płytkowodnych utworów jury i kredy, gdzie lokalnie są dość liczne (np. w osadach górnej kredy w okolicach Krakowa).

PRZYKŁADY RODZAJÓW GĄBEK WAPIENNYCH (ryc. 55):

Peronidella (trias-kreda, powszechne w jurze) — małe gąbki (do 5-6 cm), cylindryczne lub maczugowate, mogące tworzyć krzaczkowate kolonie; jama centralna rurowata; powierzchnia zewnętrzna gładka; w szkielecie brak kanałów;
Porosphaera (kreda) — formy kuliste, o średnicy 1-2 cm, bez jamy centralnej; okrągłe otwory kanałowe pokrywają równomiernie całą powierzchnię; kanały rozmieszczone promieniście.



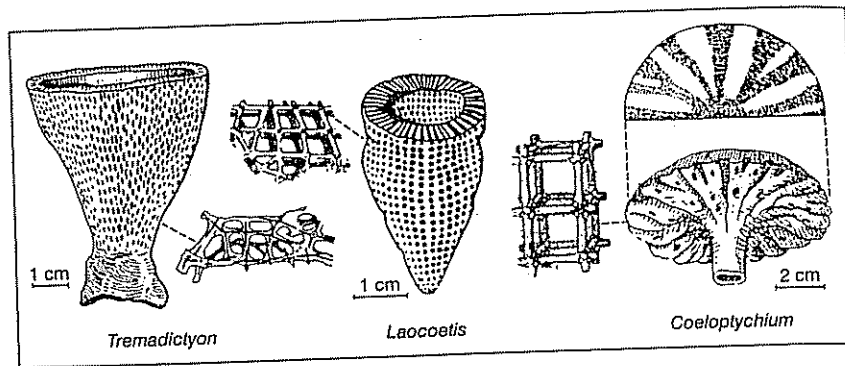
Ryc. 55. Gąbki wapienne — postać ogólna i powiększone elementy szkieletowe
k — kanały widoczne na przekroju

PRZYKŁADY RODZAJÓW GĄBEK SZKLISTOSZKIELETOWYCH (ryc. 56):

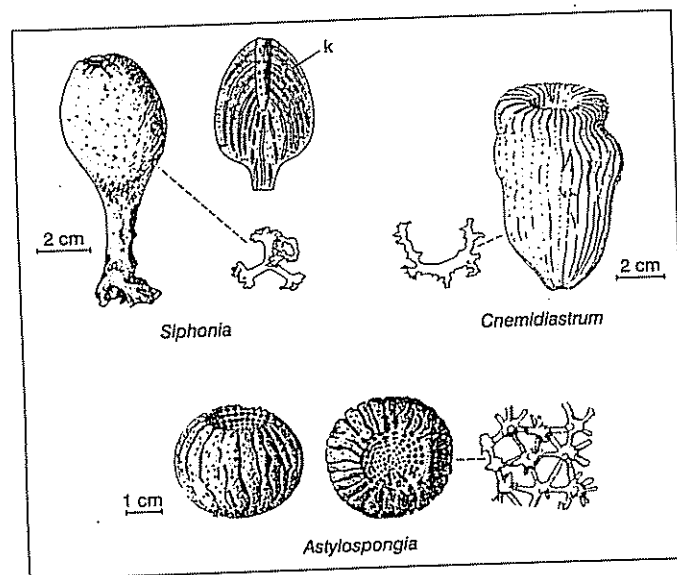
Laocoetis (= *Craticularia*) (jura-trzeciorzęd) — ciało w formie stożka, kubka lub pucharka; otwory kanałowe, na obu powierzchniach, ułożone w regularne pionowe i poziome rzędy;
Tremadictyon (jura) — duże gąbki lejkowate lub talerzowate; na obydwu powierzchniach duże, owalne lub prawie okrągłe otwory kanałowe, ułożone mniej więcej naprzemianległe w podłużne rzędy;
Coeloptychium (kreda) — gąbka w kształcie grzybka, z górną powierzchnią płaską lub wklęsłą, o średnicy 10-20 cm; dolna strona płaska, pokryta grubymi, rozwidlającymi się żeberkami; na każdym z nich występują nieliczne, ułożone szeregowo otworki; nóżka stożkowa.

PRZYKŁADY RODZAJÓW GĄBEK ZMIENNOSZKIELETOWYCH (ryc. 57):

Astylospongia (ordowik-sylur) — gąbka mała, kulista z szeroką, płytką jamą centralną, do której uchodzą biegnące południkowo kanały; powierzchnia z promienistymi, nielicznymi bruzdami i nieregularnie rozmieszczonymi, okrągłymi otworami kanałowymi;
Siphonia (kreda-trzeciorzęd) — maczugowate, kuliste, owalne, z nóżką lub bez; jama centralna głęboka, rurowata; otwory kanałowe bardzo małe, rozsiane równomiernie na całej powierzchni zewnętrznej;
Cnemidiastrum (ordowik-jura, pospolite w jurze) — gąbki talerzowate, miskowate lub maczugowate z wąską jamą centralną; zewnętrzna powierzchnia ścianki z promieniście rozchodzącymi się, prostymi lub krętymi bruzdami; małe otwory kanałowe na dnie bruzd.



Ryc. 56. Gąbki szklistoszkieletowe — postać ogólna i powiększone elementy szkieletowe



Ryc. 57. Gąbki kamienne — postać ogólna i powiększone elementy szkieletowe
k — kanały widoczne na przekroju podłużnym

8.2. Archeocjaty (Archaeocyatha)

Grupa o dyskusyjnym stanowisku systematycznym

Archeocjaty dawniej wiązano z koralowcami lub z wapiennymi glonami. Obecnie są najczęściej wydzielane jako osobny typ zwierząt lub jako odrębna grupa gąbek. Zwierzęta te miały węglanowy, porowaty szkielet, najczęściej w kształcie kubka, stożka lub walca o podwójnych ściankach (niektóre miały pojedynczą ściankę). W przestrzeni między

ściankami znajdowały się promieniście ułożone, pionowe przegrody. Czasem pomiędzy przegrodami występowały dodatkowe elementy poprzeczne, takie jak denka i beleczki. Organizmy te przeciętnie osiągały wysokość kilku centymetrów. Wśród nich były zarówno formy osobnicze, jak i kolonijne.

Archeocjaty żyły w płytkich (20-30 m), ciepłych morzach strefy gorącej. Zwykle tworzyły niewielkie biohermy, dzięki czemu odegrały ważną rolę skalotwórczą, tworząc wapienie archeocjatywne. Zwierzęta te są znane wyłącznie z kambru dolnego i środkowego. Z tego powodu są ważną skamieniałością przewodnią. W Polsce są one rzadkością, odciski ich szkieletów znaleziono jedynie w Górach Świętokrzyskich. Być może archeocjaty przyczyniły się również do powstania wapieni wojcieszowskich w Górach Kaczawskich.

8.3. Stromatoporoidy (Stromatoporoidea)

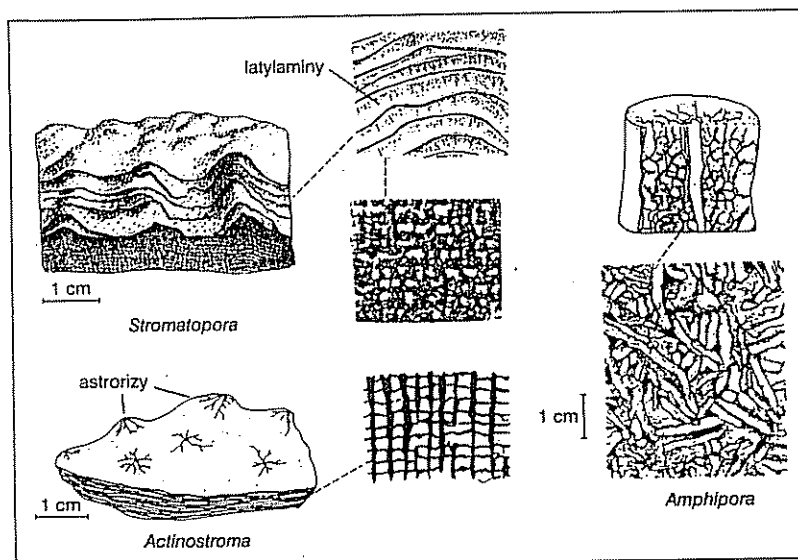
Grupa o dyskusyjnym stanowisku systematycznym

Stromatoporoidy są całkowicie wymarłą grupą, obecnie najczęściej zaliczaną do gąbek koralowych. Przez niektórych badaczy są one także włączane do stulbiopławów lub interpretowane jako struktury sinicowe (czyli rodzaj stromatolitów). Organizmy te były formami wyłącznie morskimi. Ich wapienne szkielety mają postać nieregularnych brył, których rozmiary czasem przekraczają 1m. Niektóre miały również formę gałązek. Szkielet jest zbudowany z cienkich warstewek (lamin), które są ze sobą połączone poprzecznymi słupkami (ryc. 58). Struktury te są widoczne dopiero po odpowiednim powiększeniu. Makroskopowo są zauważalne natomiast warstwy (latylaminy) złożone z zespołu kilku lamin. Na powierzchni masywnych szkieletów występują rozgałęzione, ułożone gwiaździście kanaliki (astrorizy), najczęściej interpretowane jako ślad po kanałach w ciele gąbek.

Stromatoporoidy są ważną grupą skamieniałości o znaczeniu stratygraficznym i skalotwórczym. Najstarsze stromatoporoidy są znane ze skał ordowickich i sylurskich, które na terenie Polski występują w postaci narzutniaków polodowcowych. W dewonie stromatoporoidy przeżywały swój rozkwit, tworząc biohermy. Przy ich udziale powstały wapienie oraz dolomity amphiporowe występujące w okolicach Krakowa i w Górach Świętokrzyskich. Typowe stromatoporoidy przetrwały do początków mezozoiku. Zbliżone do nich formy są znane także z mezozoiku i kenozoiku.

PRZYKŁADY RODZAJÓW (ryc. 58):

Actinostroma (dewon-karbon) — masywny, bryłowaty szkielet; laminy i słupki na przekroju prostokątnym do lamin tworzą regularną siatkę o kwadratowych i prostokątnych oczkach;
Stromatopora (sylur-dewon) — podobne do *Actinostroma*, ale laminy i słupki, na przekroju prostokątnym do lamin, tworzą siatkę o nieregularnych oczkach;
Amphipora (sylur-jura; powszechne w dewonie) — szkielet w postaci drzewka; poszczególne „gałązki” zwykle z szerokim kanałem osiowym i ścianką o siatkowatej strukturze.



Ryc. 58. Stomatoporidae — widok ogólny oraz struktura szkieletu (powiększona 10 razy) widoczna na przekroju pionowym

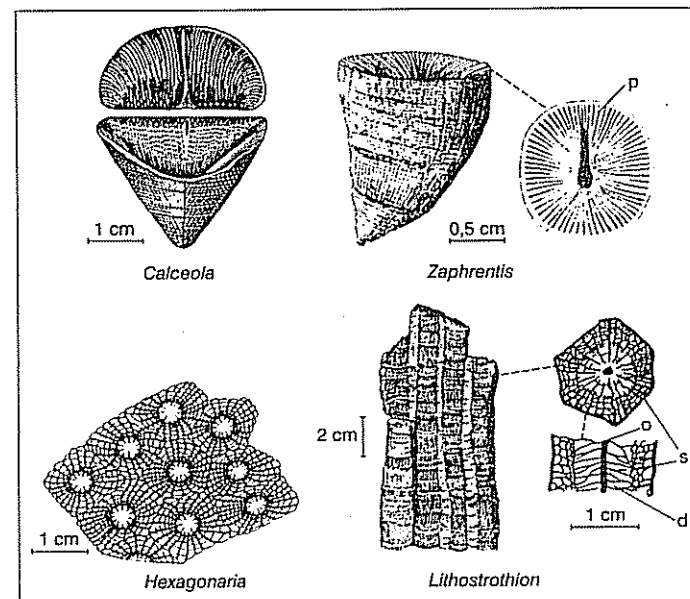
8.4. Typ: Parzydełkowce (Cnidaria)

Współczesne parzydełkowce żyją w zbiornikach morskich i śródlądowych. Występuje u nich cykliczna przemiana pokoleń z dwiema postaciami dorosłymi — osiadłym stadiem polipa i aktywnie pływającą (poza nielicznymi wyjątkami) meduzą. Polipy mogą tworzyć kolonie o wymiarach od kilku centymetrów do kilkunastu metrów. Te ostatnie są typowe dla koralowców i tułbiopławów rafowych. Parzydełkowce są reprezentowane przez najprostsze formy tkankowe, u których brak jest narządów wewnętrznych. Większość tych zwierząt cechuje symetria promienista. W ich ciele centralnie jest położona jama chłonąco-trawiąca, do której prowadzi otwór gębowy. Otworem tym są wydalone także resztki niestrawionego pokarmu, którym jest zooplankton i niewielkie bezkręgowce, chwytane za pomocą czulków.

Niektóre parzydełkowce wytwarzają kalcytowy lub aragonitowy szkielet i ten zachowuje się w stanie kopalnym. Rzadkością są natomiast odciski meduz krążkopławów. Niektóre problematyczne skamieniałości z najwyższego proterozoiku są uważane za pozostałości tych właśnie organizmów. Niezbyt częste są również kopalne tułbiopławy, znane dopiero od mezozoiku. Niewielkie znaczenie skalotwórcze mają nieliczne, kolonijne gatunki, wytwarzające węglanowy szkielet (z rodzaju *Millepora*, występującego od kredy do dziś). Mogą one także służyć jako wskaźnik płytkomorskiego środowiska, podobnie jak rafowe koralowce. Najliczniej reprezentowaną grupą wśród kopalnych parzydełkowców są koralowce.

8.4.1. Gromada: Koralowce (Anthozoa)

Koralowce należą do morskiego bentosu. Poza bezszkieletowymi ukwiałami, które potrafią się przemieszczać, są to organizmy osiadłe, żyjące głównie na skalistym podłożu. Koralowce rafowe są związane wyłącznie z ciepłymi morzami. Ich występowanie jest ponadto ograniczone do strefy fotycznej (do 100 m), bowiem koralowce te żyją w symbiozie z jednokomórkowymi glonami (zooksantellami). Również koralowce osobnicze preferują płytkowodne ciepłe akweny, ale niektóre są w stanie osiedlać się w chłodniejszych wodach oraz na znacznych głębokościach. U koralowców występuje tylko postać polipa. Żyjące w koloniach polipy są niewielkie, na ogół 1-3 mm (maksymalnie do 2 cm). Polipy koralowców osobniczych także są na ogół małe, ale u niektórych gatunków koralowców sześciopromiennych mogą osiągać średnicę nawet 1 m. U koralowców ośmiopromiennych elementy szkieletowe znajdują się wewnątrz ich ciała. W pozostałych grupach wapienny szkielet (jeśli jest wytwarzany) odkłada się na zewnątrz. Szkielet taki zwany jest koralitem u koralowców osobniczych lub koralową u form kolonijnych. Wewnątrz szkieletu pojedynczego osobnika (ryc. 59) występują podłużne, wapienne przegrody (septa), które usztywniają fałdy jamy chłonąco-trawiącej. Ich układ jest charakterystyczny dla poszczególnych grup koralowców. W centrum koralitu może znajdować się pionowa struktura osiowa, która najczęściej ma postać wapiennego słupka. Wraz ze wzrostem polipa, w szkielecie pojawiają się także struktury poprzeczne — denka (tabulae). W pobliżu bocznej ścianki (teki) mogą ponadto tworzyć się pęcherzykowate blaszki (dissepimenta).



Ryc. 59. Koralowce czteropromienne

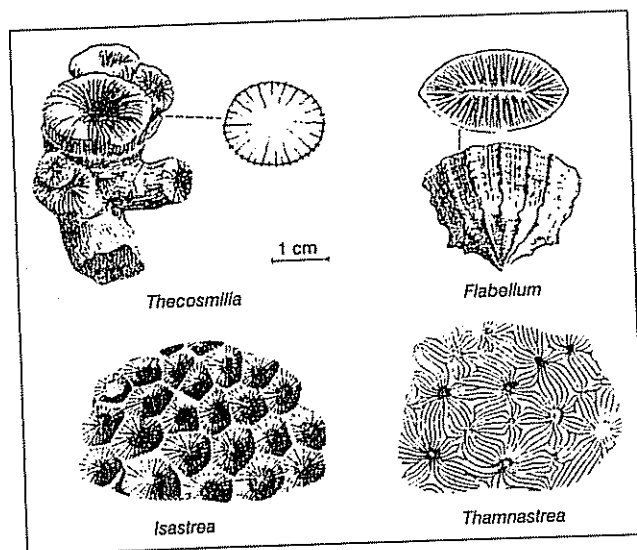
d — denka, s — dissepimenta, o — struktura osiowa, p — przegrody

Koralowce czteropromienne (Rugosa) są całkowicie wymarłą grupą o kalcytowym szkielecie. Większość z nich to formy osobnicze o szkieletach w kształcie stożków, walców oraz bardzo typowych dla tej grupy rożków. Na zewnętrznych ścianach koralitów często występują poprzeczne, pierścieniowate zmarszczki. W budowie tych koralowców zaznacza się symetria dwuboczna (ryc. 59), która jest związana ze specyficznym rozwojem przegród. U wielu gatunków, zwłaszcza kolonijnych, przegrody są bardzo liczne, mają podobną długość i w górnej części koralitu są rozmieszczone promieniście. Dwuboczna symetria w takich przypadkach jest niewidoczna (ryc. 59).

Koralowce czteropromienne żyły od środkowego ordowiku do późnego permu. Gatunki wczesnopaleozoiczne w Polsce są znane z narzutiaków połodowcowych. Koralowce czteropromienne dostarczyły ważnych skamieniałości przewodnich zwłaszcza dla dewonu i karbonu. Formy kolonijne miały także znaczenie skalotwórcze. Są one głównym budulcem niektórych wapieni dewońskich i karbońskich w rejonie Gór Świętokrzyskich.

Koralowce sześciopromienne, madreporowe (Scleractinia) są reprezentowane zarówno przez koralowce osobnicze, jak i kolonijne. Ich aragonitowy szkielet, w odróżnieniu od koralowców czteropromiennych, cechuje się promieniście ułożonymi przegradami, które powstają cyklicznie w trakcie rozwoju osobniczego. Przegrody kolejnych cykli są coraz krótsze, a ich łączna liczba zawsze jest wielokrotnością sześciu (ryc. 60).

Koralowce te pojawiły się w środkowym triasie. Ich niezwykle szybka ewolucja doprowadziła do powstania bardzo zróżnicowanych i licznych form o szerokim zasięgu geograficznym. Odegrały one istotną rolę skalotwórczą. Jurajskie wapienie koralowcowe są znane z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz z obrzeżenia Gór Świętokrzy-



Ryc. 60. Koralowce sześciopromienne
wzorec 1 cm odnosi się do wszystkich rysunków

skich. Wapienie z koralowcami wieku kredowego występują w Tatrach. Miocenijskie koralowce spotyka się w zapadlisku przedkarpackim i na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Współcześnie koralowce te są najważniejszą grupą organizmów rafotwórczych.

PRZYKŁADY RODZAJÓW KORALOWCÓW CZTEROPROMIENNYCH (ryc. 59):

- Calceola* (dewon) — forma osobnicza w kształcie rożka, z jedną silnie spłaszczoną stroną, zamkniętą półkolistym wieczkiem; przegrody krótkie; denka silnie wklęsłe;
- Zaphrentis* (dewon) — koralit w kształcie stożka lub rożka; oprócz długich przegród, stykających się ze sobą w części osiowej, występują także krótkie przegrody dodatkowe; strefa z dissepimentami wąska; denka nieregularne, wypukłe;
- Hexagonaria* (dewon-karbon dolny) — forma kolonijna, o masywnej koralowinie, złożonej z koralitów o wielokątnym zarysie; przegrody długie, promieniste; dissepimenta małe, liczne;
- Lithostrothion* (karbon) — forma kolonijna z nie stykającymi się koralitami, które są połączone bocznymi wyrostkami; przegrody długie, promieniste; denka wypukłe; obecne dissepimenta i struktura osiowa.

PRZYKŁADY RODZAJÓW KORALOWCÓW SZEŚCIOPROMIENNYCH (ryc. 60):

- Flabellum* (eocen-dzisiaj) — forma osobnicza; koralit w kształcie spłaszczonego stożka o soczewkowatym przekroju, z zewnętrznymi, podłużnymi żeberkami; przegrody liczne, z granulowaną powierzchnią; obecna wydłużona struktura osiowa;
- Thecosmilia* (trias-kreda) — forma kolonijna, złożona z cylindrycznych koralitów, które zrastają się ze sobą tylko w dolnej części; liczne granulowane lub żeberkowane przegrody;
- Isastrea* (jura-kreda) — forma kolonijna, o masywnym szkielecie, złożonym z wielokątnych koralitów; górne krawędzie koralitów słabo wypukłe; przegrody nieliczne, ząbkowane;
- Thamnastrea* (trias-kreda) — forma kolonijna, o szkielecie masywnym, płóciwym lub krzakowatym; brak ścianek między koralitami spowodował zrośnięcie się ze sobą przegród sąsiednich koralitów.

8.5. Denkowce (Tabulata)

Grupa o dyskusyjnym stanowisku systematycznym

Denkowce zasiedlały wyłącznie morza płytkie i ciepłe. Szkielety tych organizmów, zwykle o wymiarach od kilku do kilkunastu centymetrów (maksymalnie ok. 2 m), złożone są z rurek, które są połączone ze sobą w różnorodny sposób. Rurki te w przekroju mają kształt okrągły, owalny lub wielokątny. Ich średnica zwykle nie przekracza kilku milimetrów. Wewnątrz nich znajdują się poprzeczne denka, a niekiedy także kolce, które są przytwierdzone do ścianek. Denkowce najczęściej są uważane za wymarłą grupę kolonijnych koralowców. W ściankach rurek niektórych rodzajów (np. *Favosites*) znaleziono struktury, które są interpretowane jako skalcytyzowane igły i na tej podstawie część denkowców jest włączana do sklerogąbek. Inne rodzaje, takie jak *Aulopora*, są uważane z kolei za mszywioly.

Denkowce żyły od ordowiku do permu. Są one częstymi skamieniałościami w narzutiakach połodowcowych. Szczególnie licznie występują w wapieniach dewońskich

w Górach Świętokrzyskich. Dla tych utworów mają one znaczenie nie tylko skałotwórcze, ale także stratygraficzne.

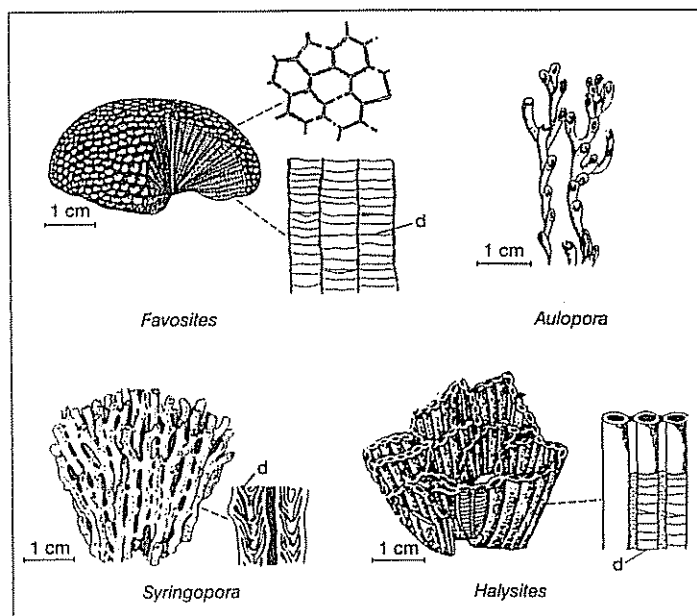
PRZYKŁADY RODZAJÓW (ryc. 61):

Favosites (ordowik-dewon) — szkielet złożony ze ściśle do siebie przylegających rurek; rurki w przekroju poprzecznym wielokątne, o porowatych ściankach; denka płaskie, bardzo liczne, gęsto ułożone; na wewnętrznych ściankach rurek występują kolce;

Halysites (ordowik-sylur) — rurki w przekroju okrągłe lub owalne, zrosnięte tylko węższymi bokami, tworzą struktury przypominające palisadę; denka płaskie lub lekko wypukłe;

Syringopora (sylur-karbon) — rurki nie stykają się bezpośrednio ze sobą, a tylko łączą za pomocą poprzecznych cienkich rurek; denka nieregularne, gęsto ułożone;

Aulopora (dewon) — rozgałęziony, siatkowaty szkielet złożony ze stożkowatych, płójących się rurek.

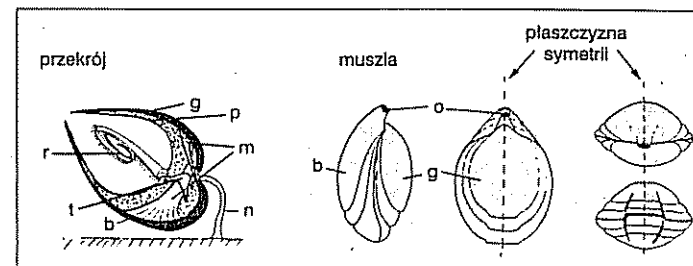


Ryc. 61. Denkowce

d — denka widoczne na przekrojach podłużnych rurek

8.6. Typ: Ramienionogi (Brachiopoda)

Ramienionogi są obecnie reliktową grupą morskich organizmów. Zwierzęta te żyją zwykle w strefie przybrzeżnej, ukryte w norkach lub zakotwiczone w miękkim osadzie za pomocą mięsistej nóżki. Niektóre przytwierdzają się do skalistego podłoża, plech glonów lub do szkieletów koralowców i małżów. Dwuczęściowe muszle tych zwierząt z pozoru



Ryc. 62. Budowa ramienionoga (przekrój wg E.W. Nielda i V.C.T. Tuckera, 1985, uproszczone)

b — skorupka brzuszna, g — skorupka grzbietowa, n — nóżka, o — otwór na nóżkę, r — ramię, p — płaszcz, m — mięsień, t — przewód pokarmowy

przypominają małże, z którymi jednak nie są spokrewnione. W odróżnieniu od małżów, skorupki ramienionogów są różnej wielkości (ryc. 62). Zakrzywiony brzeg (dziób) większej skorupki brzusznej wystaje w tylnej części muszli poza obręb mniejszej skorupki grzbietowej. W skorupce brzusznej może znajdować się bruzda, szczelina lub otwór, przez który przechodzi nóżka. Płaszczyzna symetrii u tych zwierząt jest prostopadła do obydwu skorupki, dzieląc każdą z nich na dwie jednakowe części. Muszlę wytwarza dwupłatowy fałd skórny, zwany płaszczem, który wyściela skorupki od wewnątrz i jednocześnie otacza zasadnicze, workowate ciało zwierzęcia (ryc. 62). W przedniej części zwierzęcia znajduje się otwór gębowy. Otacza go podkowiasty fałd ciała, którego końce są wyciągnięte w poskręcane lub zwinięte spiralnie, orzęsione ramiona. Rzęski powodują napędzanie wody do wnętrza muszli i wychwytywanie z wody drobny pokarm. Ramiona mogą być całkowicie lub częściowo usztywnione wewnętrznym szkieletem, połączonym ze skorupką grzbietową. Muszla jest otwierana i zamykana za pomocą systemu mięśni.

Najstarszymi przedstawicielami tych zwierząt były formy bezzawiasowe, z których wyewoluowała grupa ramienionogów zawiasowych.

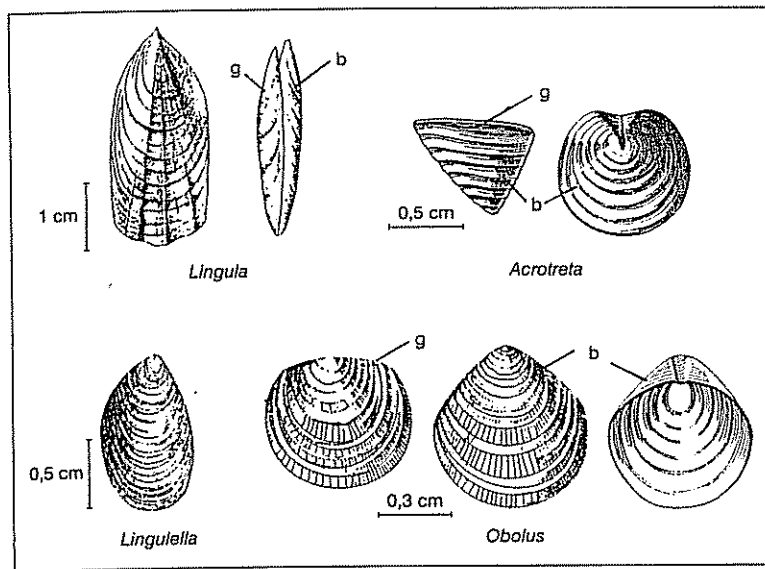
Ramienionogi bezzawiasowe (Inarticulata) mają na ogół gładkie skorupki zbudowane z substancji organicznej i fosforanu wapnia. Nieliczne, takie jak *Crania*, mają żeberkowany szkielet wapienny. Skorupki są połączone ze sobą wyłącznie za pomocą mięśni, dzięki czemu mają możliwość ruchu w wielu płaszczyznach. Muszle tych zwierząt nie mają szkieletu ramion ani też otworka nóżkowego. Mogą mieć natomiast wykształconą bruzdę nóżkową między skorupkami lub szczelinę w skorupce brzusznej.

Ramienionogi bezzawiasowe są znane od kambru do chwili obecnej. Jest to bardzo konserwatywna grupa, o powolnym tempie ewolucji. Tylko niektóre gatunki mają krótki zasięg czasowy i te są ważnymi skamieniałościami przewodnimi kambru i ordowiku. Ze względu na chemizm szkieletu zwierzęta te nie miały znaczenia skałotwórczego, ale miejscami zdarzają się duże nagromadzenia ich skorupki, np. w piaskowcach obolusowych z Gór Świętokrzyskich.

Muszle **ramienionogów zawiasowych** (Articulata) są zbudowane z kalcytu. Skorupka brzuszna jest na ogół wypukła, natomiast grzbietowa może być wypukła, płaska lub wklęsła. Są one gładkie lub też zdobią je wyraźne pasma przyrostowe, promieniste żeberka i prążki, a czasem także kolce. Na muszli brzusznej, w części środkowej, może występować podłużne obniżenie (zatoka), któremu odpowiada wypukły fałd (siodło) na

skorupce grzbietowej. W tylnej części skorupki są połączone zawiasem, który jest złożony z zębów wykształconych na skorupce brzusznej i odpowiadających im dołkom na skorupce grzbietowej. Obecność zawiasu powoduje ruch skorupki tylko w jednej płaszczyźnie. Do skorupki grzbietowej jest przytwierdzony szkielet ramion. Jego kształt (np. w postaci krótkich wyrostków, pętli lub spirali) jest ważną cechą w klasyfikacji ramienionogów. W skorupce brzusznej, w pobliżu brzegu zawiasowego, znajduje się otwór nóżkowy. U najbardziej prymitywnych form jest on duży, trójkątny. U wyżej zorganizowanych ramienionogów jest przykryty częściowo lub całkowicie jedną albo dwiema płytkami. Zwężony lub wtórnie powstały otwór nóżkowy jest zwykle okrągły lub owalny. Niektóre gatunki miały zredukowaną nóżkę i były całkowicie pozbawione otworka nóżkowego. Ich skorupki leżały swobodnie na dnie lub były przytwierdzone skorupką brzuszną do podłoża. Mogły też być zakotwiczone w osadzie za pomocą kołców.

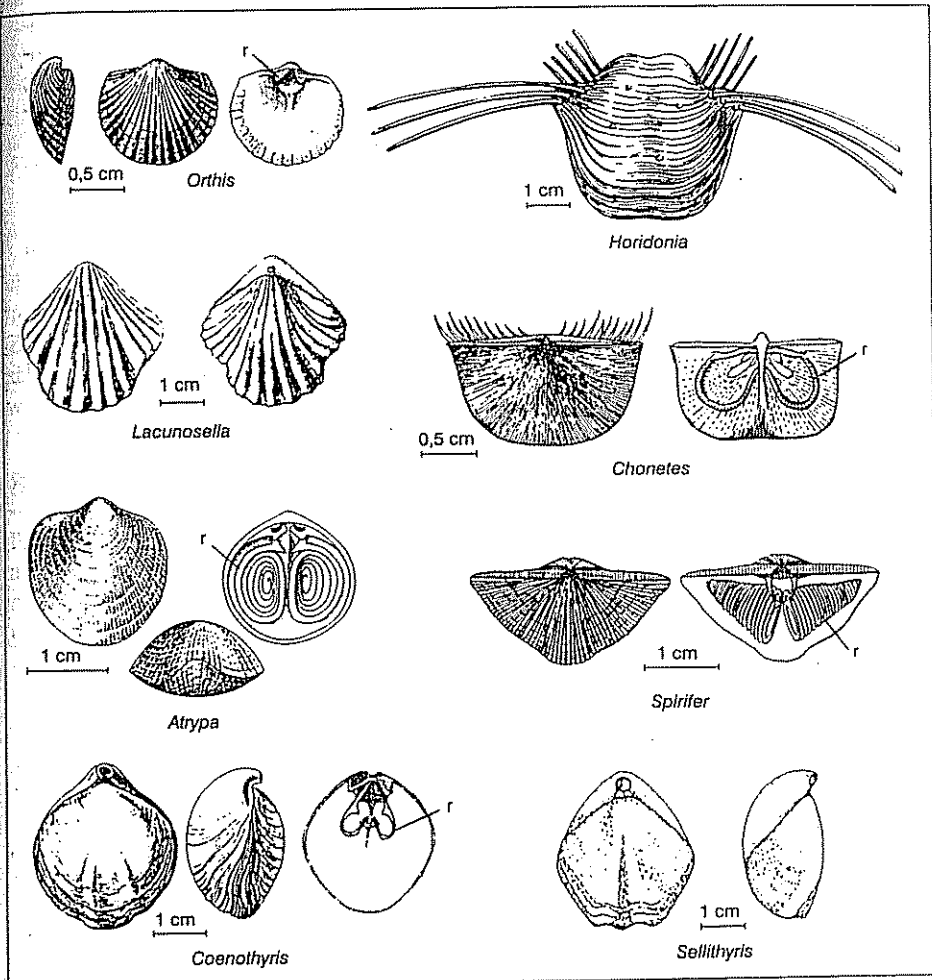
Ramienionogi zawiasowe są znane już z kambru, ale liczniej reprezentowane były dopiero w ordowiku. W paleozoiku były bardzo ekspansywną grupą i dostarczyły wielu skamieniałości przewodnich. Ich szczyt rozwoju przypada na sylur i dewon. W mezozoiku zwierzęta te były jeszcze bardzo pospolite (głównie rynchonellidy i terebratulidy), ale znaczenie ich zaczęło stopniowo maleć, spowodowane wypieraniem ramienionogów przez małże. Nieliczne przetrwały do chwili obecnej. Ramienionogi zawiasowe w niektórych okresach geologicznych odegrały istotną rolę skalotwórczą. Masowo występują np. w ordowickich piaskowcach ortidowych oraz w dewońskich łupkach brachiopodowych z Gór Świętokrzyskich, a także w triasowych warstwach terebratulowych, znanych z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i z rejonu śląsko-krakowskiego.



Ryc. 63. Ramienionogi bezzawiasowe
b — skorupka brzuszna, g — skorupka ramieniowa

PRZYKŁADY RODZAJÓW RAMIENIONOGÓW BEZZAWIASOWYCH (ryc. 63):

Lingula (kambr-dziś) — obie skorupki lekko wypukłe, wydłużone podłużnie, z koncentrycznymi pasmami przyrostowymi; w tylnej części mocno zwężone;
Lingulella (kambr-ordowik) — skorupki cienkościenne, owalne lub trójkątne; lekko wypukłe, z koncentrycznymi pasmami przyrostowymi; w części dziobowej spłaszczone;
Obolus (kambr-ordowik) — skorupki koliste z koncentrycznymi pasmami przyrostowymi; skorupka brzuszna z zaokrąglonym dziobem, wystającym poza skorupkę grzbietową; obecna szczelina nóżkowa;
Acrotreta (kambr-ordowik) — muszla wapienna; skorupka brzuszna stożkowa, ze szczeliną nóżkową na wierzchołku; skorupka grzbietowa płaska, w formie wieczka.



Ryc. 64. Ramienionogi zawiasowe
r — aparat ramieniowy widoczny po wewnętrznej stronie skorupki grzbietowej

PRZYKŁADY RODZAJÓW RAMIENIONOGÓW ZAWIASOWYCH (ryc. 64):

Orthis (ordowik-dewon) — muszla płasko-wypukła; skorupki zaokrąglone, z drobnymi promienistymi żeberkami; brzeg zawiasowy prosty; otworek na nóżkę trójkątny; szkielet ramion ma postać krótkich wyrostków. Obecnie nazwa *Orthis* odnosi się do kilku pokrewnych rodzajów;

Chonetes (ordowik-perm) — muszla szeroka, z długim, prostym brzegiem zawiasowym, wzdłuż którego występowały kolce (zwykle są obłamane); skorupka brzuszna lekko wypukła, grzbietowa wklęsła; powierzchnia muszli z promienistymi, drobnymi żeberkami; otworek nóżkowy zarośnięty; aparat ramieniowy w postaci listewek;

Horidonia (perm) — skorupka grzbietowa wklęsła, brzuszna zaś silnie wypukła, z zatoką; powierzchnia muszli ornamentowana poprzecznymi pasmami przyrostowymi i z rzadkimi sładami po kolecach, skupionymi głównie w tylnej części skorupki; brzeg zawiasowy prosty; szkielet ramion w postaci listewek;

Spirifer (sylur-perm, przewodnie dewon-karbon) — nazwa zbiorcza dla kilku pokrewnych rodzajów; skorupki dwuwypukłe, wydłużone poprzecznie z długim brzegiem zawiasowym; skorupka z głęboką zatoką i silnie wypukłym siedłem; muszle pokryte promienistymi żeberkami; trójkątny otworek nóżkowy może być częściowo zarośnięty; aparat ramieniowy w postaci spiral z wierzchołkami skierowanymi na boki;

Atrypa (sylur-dewon); muszla o zarysie kolistym lub trójkątnym; skorupka brzuszna silnie wypukła, grzbietowa zaś zwykle spłaszczona, z płytką zatoką w przedniej części; brzeg zawiasowy krótki, prosty; powierzchnia z drobnymi żeberkami i poprzecznymi liniami przyrostowymi; otworek na nóżkę zarośnięty; spiralny szkielet ramion w kształcie dwóch stożków, których wierzchołki są skierowane do środka skorupki grzbietowej;

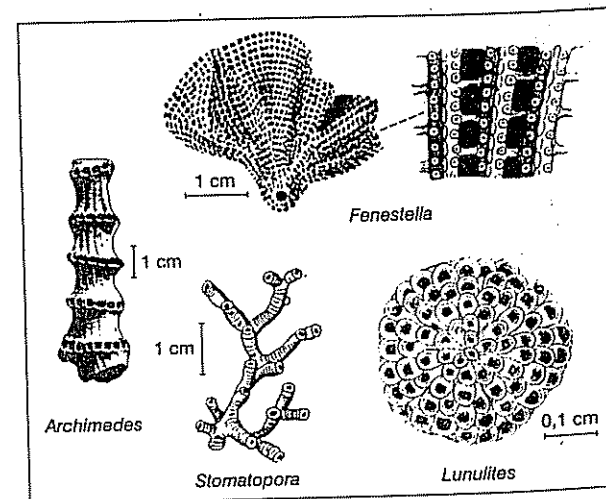
Sellithyris (jura) — muszla gładka, o zarysie owalnym, dwuwypukła; otworek na nóżkę duży, okrągły; szkielet ramion w postaci krótkiej pętli. Rodzaj ten, a także zbliżone formy mezozoiczne, potocznie są określane nazwą „*Terebratula*” (w ścisłym znaczeniu *Terebratula* to rodzaj typowy tylko dla neogenu);

Coenothyris (trias) — muszla dwuwypukła, owalna lub prawie kolistą; powierzchnia gładka; otworek na nóżkę okrągły; aparat ramieniowy w postaci pętli, osadzonej na grzbieciku, biegnącym przez środek skorupki grzbietowej;

Lacunosella (jura-kreda) — muszle dwuwypukłe, trójkątne lub pięciokątne, czasami asymetryczne, z grubymi żeberkami; linia styku skorupki zygzakowata; otwór nóżkowy bardzo mały; szkielet ramieniowy w postaci krótkich pętli. Rodzaj ten oraz liczne pokrewne mezozoiczne rodzaje, trudne do rozpoznania, często są określane ogólnie jako „*Rhynchonella*” (w wąskim znaczeniu *Rhynchonella* jest rodzajem jurajskim).

8.7. Typ: Mszywioly (Bryozoa)

Mszywioly są głównie osiadłymi organizmami morskimi. Żyją wyłącznie w koloniach, w skład których wchodzi, połączone ze sobą, mikroskopijnej wielkości osobniki (zooidy). Ich workowate ciało jest zaopatrzone w wychwytujące z wody pokarm czułki, które otaczają otwór gębowy. Na ogół niewielkich rozmiarów są także całe kolonie — od kilku milimetrów do kilku centymetrów, maksymalnie ok. 50 cm. Przyjmują one formy masywne, drzewkowate, wachlarzowate, płatkowate itp. Liczne są także formy inkrustrujące, porastające szkielety innych organizmów. Osłonka pojedynczego osobnika ma kształt pudełka, worka, cylindra itp. Zewnętrzny, organiczny szkielet mszywiolów w niektórych grupach wysycany jest węglanem wapnia, dzięki czemu mógł się on zachować w procesie fosylizacji.



Ryc. 65. Mszywioly

Mszywioly pojawiły się w ordowiku. Niektóre grupy tych organizmów przetrwały do chwili obecnej, inne zaś żyły tylko w paleozoiku. Pospolitymi kopalnymi rodzajami są *Fenestella* (ordowik-perm), *Archimedes* (karbon-perm) i *Lunulites* (kreda-eocen) (ryc. 65). Znaczenie stratygraficzne mszywiolów jest niewielkie. Niektóre formy były natomiast skalotwórcze. Na terenie Polski wapienie mszywiolowo-serpulowe licznie występują w miocenie w regionie krakowskim, w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz na Roztoczu.

8.8. Typ: Pierścienice (Annelida)

Pierścienice są organizmami występującymi w morzach, zbiornikach słodkowodnych, a także w glebie. Mają one wydłużone segmentowane ciało, którego długość może wynosić zaledwie kilka milimetrów, jak również 2-3 m. Niektóre formy swobodnie pływają, inne zaś poruszają się po podłożu albo ryją w osadzie. Narzędziem ruchu są u tych organizmów parzyste wyrostki (parapodia) i osadzone na nich, lub z boku ciała, szczecinki. Niektóre morskie pierścienice, z grupy wieloszczetów, są formami osiadłymi. Żyją ukryte w zakamarkach skalnych, w norkach lub wytwarzają rurkowaty, węglanowy szkielet, przytwierdzony do podłoża lub do szkieletów innych organizmów. W przeciwieństwie do innych, drapieżnych i mulożernych pierścienic, są one przede wszystkim filtratorami — wychwytują pokarm za pomocą czułków, wyrastających z odcinka głowowego.

Żyjące w dawnych epokach pierścienice pozostawiły po sobie skamieniałości bardzo różnego typu. Są to przede wszystkim wapienne szkielety osiadłych wieloszczetów. Pospolite są zwłaszcza serpule, które w miocenie, w zbiorniku wypełniającym zapadlisko przedkarpaccie tworzyły wraz z mszywiolami struktury rafowe. Szczątkami drapieżnych, wolno żyjących pierścienic są skolekodonty — mikroskopijnych rozmiarów aparaty szczękowe. Z pierścienicami są związane także liczne, przewodnie dla dolnego kambru, skamieniałości śladowe (np. *Sabellidites* — ślady żerowania).

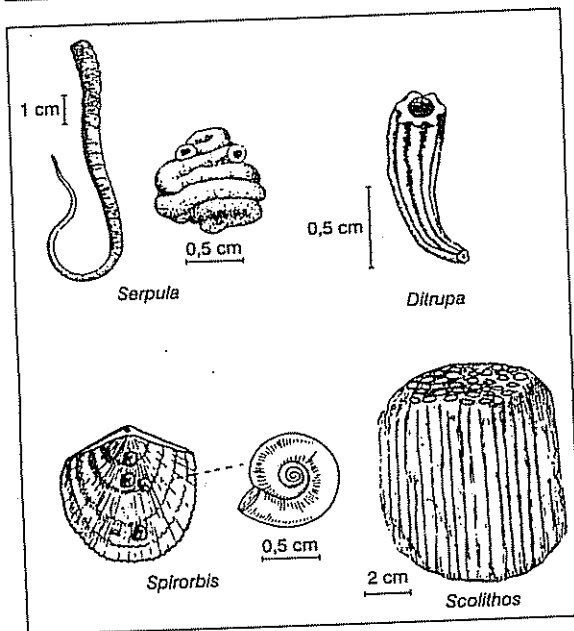
PRZYKŁADY RODZAJÓW PIERŚCIENIC (ryc. 66):

Scolithos (kambr) — pionowe, gęsto ułożone ślady domostwa.

Ditrupa (kreda-dziś) — łukowato wygięte rurki, otwarte na obydwu końcach; nieprzytwierdzone do podłoża.

Spirorbis (ordowik-dziś, liczne w kredzie) — rurka zwinięta ślimakowato; przytwierdzone do podłoża jednym starszym końcem.

Serpula (sylur-dziś) — rurki powyginane nieregularnie.



Ryc. 66. Pierścienice

8.9. Typ: Stawonogi (Arthropoda)

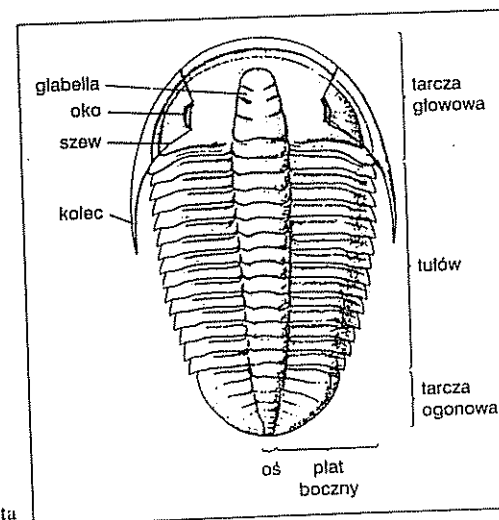
Stawonogi są obecnie najliczniejszą grupą bezkręgowców. Zwierzęta te występują we wszystkich środowiskach i prowadzą bardzo zróżnicowany tryb życia. Znane są formy osiadłe (np. pąkle), aktywnie poruszające się po dnie zbiorników wodnych (np. trylobity, kraby, wieloraki, staroraki) oraz pływające (niektóre grupy skorupiaków). Liczne są także stawonogi lądowe — owady, wiję i pajęczaki. Owady, jako jedyna grupa bezkręgowców, opanowały sztukę aktywnego lotu. Stawonogi wyróżniają się dwuboczną symetrią, segmentowaną budową ciała oraz członowanymi odnóżami. Niektóre segmenty ciała są zrośnięte w większe, sztywne płytki zwane tarczami.

Najstarsze kopalne stawonogi są znane z późnego proterozoiku. Charakterystycznymi skamieniałościami ery paleozoicznej są trylobity. Całkowicie wymarła, paleozoiczna grupa są również wieloraki, dochodzące do 2 m długości. Najliczniej występują one w płytkowodnych osadach syluru i dewonu. W sylurze nastąpił również rozwój starora-

ków, które wśród współczesnej fauny są reprezentowane wyłącznie przez skrzypłocza. Szczątki lądowych stawonogów, takich jak wiję, pajęczaki i owady, są szczególnie częste w karbonie. Są one bardzo ciekawym znaleziskiem, ale bez znaczenia stratygraficznego.

8.9.1. Gromada: Trylobity (Trilobita)

Trylobity były organizmami morskimi. Większość z nich żerowała na powierzchni osadu, ale niektóre gatunki żyły także zagrzebane w mule. Nieliczne były formami planktonowymi. Prawdopodobnie niektóre trylobity mogły także pływać tuż przy dnie. Średnie wymiary trylobitów wynoszą 3-10 cm. Znane są także gatunki o długości zaledwie kilku milimetrów, jak również formy dochodzące do 80 cm. Chitynowy pancerz trylobita był wysycony węglanem i fosforanem wapnia tylko po stronie grzbietowej, dlatego ta właśnie część najlepiej zachowuje się w czasie fosylizacji. Zachowały się także ich wyliniki (zwierzęta te w czasie rozwoju osobniczego kilkakrotnie zrzucały stary, za ciasny pancerz). Wyjątkowo rzadkie znaleziska odnóży trylobitów wskazują, że były to formy prymitywne. Poza parą czulków, wszystkie odnóży miały taką samą budowę i były zaopatrzone w skrzela. Trylobity cechowały się trójdzielną budową ciała (ryc. 67). Miały tarzane w skrzela. Trylobity cechowały się trójdzielną budową ciała (ryc. 67). Miały tarzane w skrzela. Trylobity cechowały się trójdzielną budową ciała (ryc. 67). Miały tarzane w skrzela.



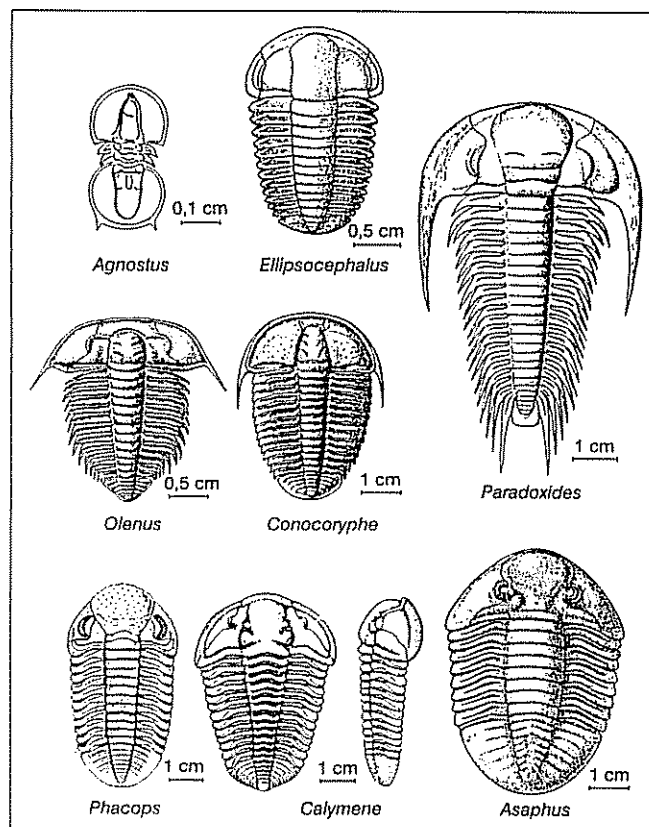
Ryc. 67. Budowa trylobita

często miały różnej długości kolce. Zwykle znajdowały się one na końcach policzków oraz na segmentach tułowia.

Trylobity pojawiły się w kambrze i dla tego okresu są najważniejszymi skamieniałościami przewodnimi. Grupa ta ma duże znaczenie stratygraficzne także dla ordowiku, syluru i w mniejszym stopniu dla dewonu. Większość trylobitów wymarła z końcem dewonu i tylko nieliczne przetrwały do końca permu. W Polsce trylobity występują w skałach paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Gatunki wczesnopaleozoiczne są znajdowane także w narzutiach polodowcowych.

PRZYKŁADY RODZAJÓW TRYLOBITÓW (ryc. 68):

Agnostus (kambr) — kilkumilimetrowe trylobity, z dwiema tarczami tej samej wielkości i tułowiem złożonym z dwóch segmentów; tarcza głowowa półokrągła bez oczu; glabella wydłużona, podzielona bruzdą na dwa płaty; na tarczy ogonowej dwa krótkie, ostre kolce; *Ellipsocephalus* (kambr) — pancerz o wymiarach 2-3 cm; tarcza głowowa duża, półokrągła, natomiast tarcza ogonowa bardzo mała; glabella gładka, w przedniej części trójkątna; oczy małe, zwykle przesunięte do tyłu; 12-14 segmentów w tułowiu;



Ryc. 68. Trylobity

Conocoryphe (kambr) — pancerz średniej wielkości; tarcza głowowa półokrągła z kolcami policzkowymi; oczy zredukowane; glabella trójkątna, nie dochodzi do brzegu tarczy; bruzdy na glabelli skierowane do tyłu; tułów z 14-15 segmentów; tarcza ogonowa półkolista, mała; *Olenus* (kambr) — trylobity do 2 cm długości; tarcza głowowa duża, trapezowata, z kolcami policzkowymi rozchodzącymi się na boki; glabella krótka, nie dochodzi do brzegu tarczy; oczy małe na środku policzków; w tułowiu 12-15 segmentów z krótkimi kolcami; mała tarcza ogonowa może mieć dwa krótkie kolce;

Paradoxides (kambr) — duże, niekiedy ponad 20 cm trylobity; tarcza głowowa duża, szeroka, z długimi kolcami policzkowymi; glabella rozszerzona w przedniej części, z poprzecznymi bruzdami; długie, wygięte oczy pośrodku policzków; tułów z 17-23 segmentów, z wygiętymi do tyłu kolcami; tarcza ogonowa mała, gładka;

Asaphus (ordowik) — duże trylobity, dochodzące nawet do 40 cm długości; tarcza głowowa duża, półkolista ze słabo zaznaczoną glabellą; oczy okrągłe, osadzone na słupkach; tułów złożony z 8 segmentów, z zaokrąglonymi kolcami; tarcza ogonowa gładka lub z niewyraźnymi bruzdami, wielkością może dorównywać tarczy głowowej;

Calymene (ordowik-dewon) — pancerz dochodzący do kilkunastu centymetrów długości; półkolista tarcza głowowa średnich rozmiarów; glabella zwężona z przodu, nie dochodzi do brzegu tarczy; poprzeczne bruzdy na glabelli bardzo głębokie, dzielą ją na zaokrąglone płaty; w tułowiu 12-13 segmentów; mała tarcza ogonowa trójkątna lub półkolista;

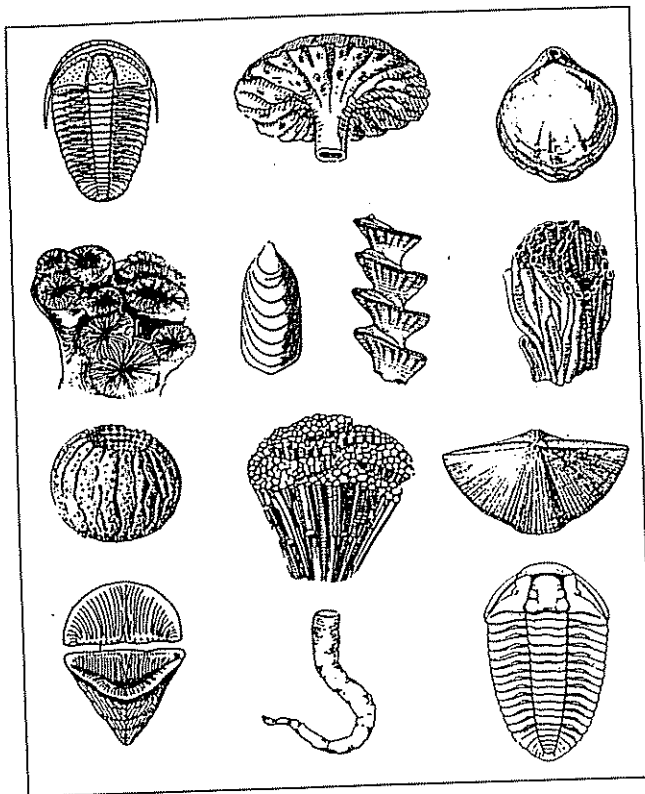
Phacops (dewon) — pancerz dochodzący do kilkunastu centymetrów, drobno granulowany; tarcza głowowa duża, półkolista; glabella silnie wypukła, pokryta brodawkami; duże oczy w kształcie fasolek, z licznymi, niestykającymi się ze sobą soczewkami; tułów złożony z 11 segmentów; tarcza ogonowa duża, półokrągła, ze skośnymi bruzdami.

PYTANIA KONTROLNE

1. Wymień rafotwórcze grupy kopalnych organizmów.
2. Które skamieniałości są charakterystyczne dla kambru?
3. Które grupy skamieniałości występowały tylko w erze paleozoicznej?
4. Jakie cechy budowy szkieletu pozwalają odróżnić koralowce czteropromienne od sześciopromiennych?
5. Szczątki jakich organizmów są budulcem opok?
6. W jakich okresach trylobity są skamieniałościami przewodnimi?
7. W skałach jakiego wieku występują stromatoporoidy?
8. Jakie cechy budowy są charakterystyczne dla muszli ramienionogów zawiasowych i bezzawiasowych?
9. Które rodzaje ramienionogów są pospolite w mezozoiku?
10. Z czego są zbudowane szkielety — trylobitów, archeocjatów, koralowców sześciopromiennych i ramienionogów zawiasowych?

ĆWICZENIE

1. Rozpoznaj skamieniałości przedstawione na rycinie 69. Określ ich przynależność systematyczną i podaj, dla jakich okresów są one charakterystyczne.



Ryc. 69. Rysunek ćwiczeniowy

8.10. Typ: Mięczaki (Mollusca)

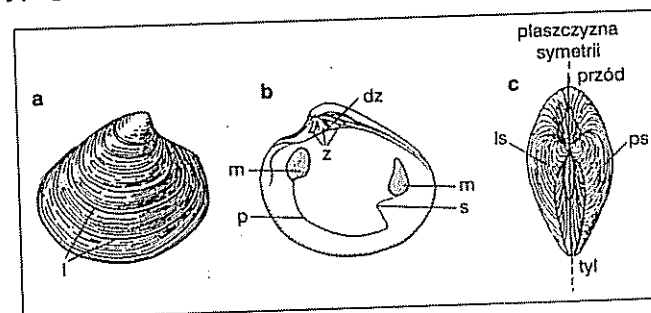
Mięczaki pierwotnie były organizmami morskimi. Obecnie występują także w wodach słodkich i na lądzie. Ta zróżnicowana i bardzo liczna grupa obejmuje zarówno formy mikroskopijne, jak i kilkunastometrowe giganty (kałamarnice). Ciało mięczaków jest dwubocznie symetryczne lub wtórnie asymetryczne, podzielone na głowę, worek trzewiowy, nogę oraz grzbietowy fałd skórny, zwany płaszczem. Pomiędzy ciałem a okrywającym je płaszczem znajduje się jama płaszczowa, zawierająca skrzela. Poszczególne grupy mięczaków różnią się między sobą wykształceniem poszczególnych części ciała, a także budową szkieletu. Większość ma, wytwarzany przez płaszcz, zewnętrzny szkielet (muszlę), który jest zbudowany z kalcytu lub z aragonitu oraz z substancji organicznej. Muszla może być jednoczęściowa (jednotarczowce, ślimaki, łódkonogi, część głowonogów), dwuczęściowa (małże) lub złożona z wielu płytek (chitony).

Mięczaki zostały udokumentowane w skałach kambryjskich. Począwszy od ordowiku należą one do najczęstszych skamieniałości. Spośród kopalnych grup najważniejszą rolę odegrały głowonogi oraz małże i ślimaki. Znaczenie stratygraficzne i skalotwórcze mają także występujące od ordowiku do dewonu **tentakulity**. Ich stożkowe muszle, or-

namentowane poprzecznymi pierścieniami, zwykle nie przekraczają 1cm długości. Wewnątrz nich znajdują się pojedyncze, poprzeczne przegrody. Tentakulity występują w narzutniakach polodowcowych oraz w skałach dewońskich, szczególnie licznie w lupkach tentakulitowych z Gór Świętokrzyskich. Do mięczaków zwykle są włączane także paleozoiczne **hyolity** (być może są to pierścienice) o gładkich, małych muszlach w kształcie stożków, zaopatrzonych w wieczko. Przewodnie dla kambru gatunki hyolitów znane są z Gór Świętokrzyskich.

8.10.1. Gromada: Małże (Bivalvia)

Małże występują w morzach, zasiedlając głównie pływiczny i strefy przybrzeżne. Mniej licznie są reprezentowane w zbiornikach słodkowodnych. Niektóre żyją na powierzchni dna lub są zagrzebane w mule. Inne przymocowują się do skał, wierca w nich jamy lub przytwierdzają się do podłoża za pomocą organicznych włókien (bisiora). Nieliczne gatunki są w stanie pływać dzięki silnemu wyrzucaniu wody z wnętrza muszli. Dwubocznie symetryczne ciało miękkie małżów cechuje się brakiem wyodrębnionej głowy. Zredukowane są także oczy. Spłaszczony bocznie worek trzewiowy jest osłonięty płaszczem podzielonym na dwa płaty. W jamie płaszczowej, po obu stronach nogi, znajdują się skrzela, które służą także do cedzenia pokarmu z wody. Płaty płaszcza mogą się ze sobą częściowo zrastać, pozostawiając z przodu szczelinę, przez którą wydostaje się silnie umięśniona noga. Cyrkulację wody w muszli umożliwia druga, położona z tyłu szczelina, która często ma postać kurczliwych rurek (syfonów). Szkielet małży jest zbudowany z trzech warstw, przy czym w stanie kopalnym zachowuje się prawie wyłącznie warstwa środkowa (pryzmatyczna), zbudowana z aragonitu lub kalcytu. Powierzchnia zewnętrzna muszli jest gładka lub ornamentowana przez żeberka, prążki, guzki, kolce oraz wystające pasma przyrostowe. Lewa i prawa skorupka małżów są na ogół tej samej wielkości (ryc. 70). Wyraźna asymetria występuje jedynie u gatunków, które większą skorupką przytwierdzają się do podłoża (np. ostrygi). Obie części muszli są połączone ze sobą za pomocą zawiasu (zamka), złożonego z wyrostków, tzw. zębów, i odpowiadającym im dołkom zębowym na drugiej skorupie. Otwieranie muszli odbywa się za pomocą więzadła, znajdującego się w grzbietowej części muszli, po zewnętrznej lub po wewnętrznej



Ryc. 70. Budowa muszli małżów

a — zewnętrzna strona prawej skorupki, b — wewnętrzna strona prawej skorupki, zawias z kilkoma zębami, c — widok od strony grzbietowej (ls — lewa skorupka, lp — prawa skorupka, l — linie przyrostowe, z — zęby, dz — dołki zębowe, m — odciski mięśni, p — linia przyczepu płaszcza, s — zatoka syfonalna)

stronie zawiasu. Zamykanie jest natomiast możliwe dzięki mięśniom, których odciski są widoczne na wewnętrznej powierzchni skorupki. Po tej stronie zaznacza się także linia przyczepu płaszczka, która jest współkształtna do brzegu skorupki lub też ma w tylnej części wygięcie (zatokę syfonalną), związane z obecnością syfonów.

Najstarsze małże są znane z utworów kambru. Liczne grupy pojawiły się w ordowiku, jednakże paleozoiczne małże są rzadkimi skamieniałościami. Istotne znaczenie mają jedynie formy słodkowodne oraz gatunki żyjące w wysłodzonych zbiornikach morskich w okresie karbońskim. Bujny rozwój małżów nastąpił z początkiem mezozoiku. Szczątki wielu gatunków są wykorzystywane jako skamieniałości przewodnie dla triasu, jury i kredy. Małże o grubych, kalcytowych skorupkach, które tworzyły duże skupiska na dnie (ostrzygi, inoceramidy, rudysty), odegrały także ważną rolę skalotwórczą. Wapienie muszlowe są pospolitymi skałami mezozoicznymi, znanymi zwłaszcza ze środkowego triasu Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska, z jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Małże są jedną z najliczniej reprezentowanych grup skamieniałości także w kenozoiku. Ich muszle występują w utworach morskich paleogenu doliny środkowej Wisły oraz w osadach miocenu Rostoca i południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Gatunki czwartorzędowe są dobrym wskaźnikiem klastycznym i stratygraficznym.

PRZYKŁADY RODZAJÓW MAŁŻÓW (ryc. 71):

Posidonia (sylur-jura, gatunki przewodnie dla karbonu) — cienkościenna muszla, skośnie owalna lub okrągła, bez uszek; skorupki płaskie, z koncentrycznymi pasmami przyrostowymi; brzeg zawiasowy bez zębów; więzadło zewnętrzne; odciski mięśniowe różnej wielkości;

Lima (karbon-dziś, gatunki przewodnie dla triasu) — małż o trójkątnie skośnych skorupkach, z bardzo małymi uszkami; powierzchnia gładka lub z promienistymi żeberkami; więzadło wewnętrzne w trójkątnym dołku, położonym w środku, prawie pozbawionego zębów brzegu zawiasowego; muszla jednomięśniowa, z odciskiem w tylnej części;

Venus (kreda-dziś, liczne w trzeciorzędzie) — muszla trójkątna; powierzchnia gładka lub z koncentrycznymi pasmami przyrostowymi; więzadło zewnętrzne, zawias z trzema zębami głównymi, bez zębów bocznych.

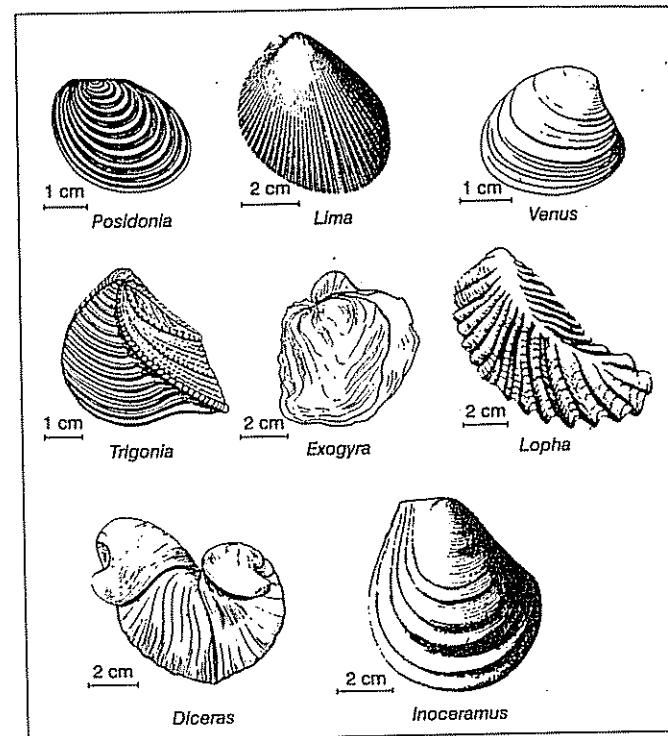
Trigonia (trias-kreda, gatunki przewodnie dla jury) — muszla o grubych, trójkątnych skorupkach; tylna część muszli oddzielona wystającym żeberkiem, z ornamentacją odmienną od pozostałej części muszli; zęby zawiasowe karbowane; trójkątny ząb na lewej skorupce rozdwojony; odciski mięśni otoczone listewkami;

Lopha (trias-dziś, pospolite w jurze) — grubościenna muszla, przyrośnięta większą, lewą skorupką; skorupki z grubymi żeberkami, stykają się wzdłuż zygzakowatego szwu; brak zębów zawiasowych; więzadło w trójkątnym zagłębieniu; jeden odcisk mięśniowy;

Exogyra (jura-kreda, gatunki przewodnie dla kredy) — dolna, przyrośnięta do podłoża skorupka silnie wypukła, ze skróconym spiralnie wierzchołkiem; górna płaska; brzeg zawiasowy bez zębów; jeden odcisk mięśniowy;

Diceras (jura) — małż gruboskorupowy; skorupki różnej wielkości, silnie wypukłe z wierzchołkami zwiniętymi spiralnie; czubek większej skorupki przytwierdzony do podłoża; więzadło zewnętrzne położone w długim rowku; zawias z dwoma zębami;

Inoceramus (jura-kreda, gatunki przewodnie dla kredy) — muszla o nierównych skorupkach, o zarysie okrągłym, owalnym lub trójkątnym; powierzchnia muszli z charakterystycznymi, silnie wystającymi pasmami przyrostowymi; skorupa jednomięśniowa; brzeg zawiasowy bez zębów, z licznymi dołkami na wewnętrzne więzadło.



Ryc. 71. Małże

8.10.2. Gromada: Ślimaki (Gastropoda)

Większość ślimaków żyje w morzach, zwłaszcza w strefie przybrzeżnej, ale występują one także w zbiornikach słodkowodnych. Zwierzęta te, jako jedyna grupa mięczaków, zaadaptowały również środowisko lądowe (ślimaki płucodyszne). Ślimaki najczęściej pełzają po powierzchni osadu albo żyją w mule lub glebie. Niektóre prowadzą całkowicie osiadły tryb życia, podczas gdy inne aktywnie pływają w toni morskiej lub też stały się planktonem. Są drapieżnikami, roślinożercami, a niektóre także filtratorami. Ślimaki mają dobrze wyodrębnioną głowę, okrytą płaszczem worek trzewiowy i silnie umięśnioną nogę. Charakterystyczną cechą ciała ślimaków jest jego asymetryczna budowa. Szkielet ślimaków najczęściej jest aragonitowy i ma postać zwykle asymetrycznie zwiniętej rurki. W zależności od typu zwinięcia i szerokości skrętów muszle mają kształt kulisty, stożkowy, czapeczkowaty, wieżyczkowaty, wrzecionowaty itp. W wyniku zespolenia kolejnych skrętów, wewnątrz muszli, wzdłuż jej osi, tworzy się kolumnienka. Ujście muszli może być całobrzegie lub z różnego typu wycięciem syfonalnym. Powierzchnia muszli jest gładka lub ornamentowana przez rozmieszczone spiralnie lub promieniście rowki, żeberka, fałdy, guzki i kolce. Przy wyróżnianiu kopalnych gatunków znaczenie ma także wysokość ostatniego skrętu oraz skrętki (pozostałe skręty).

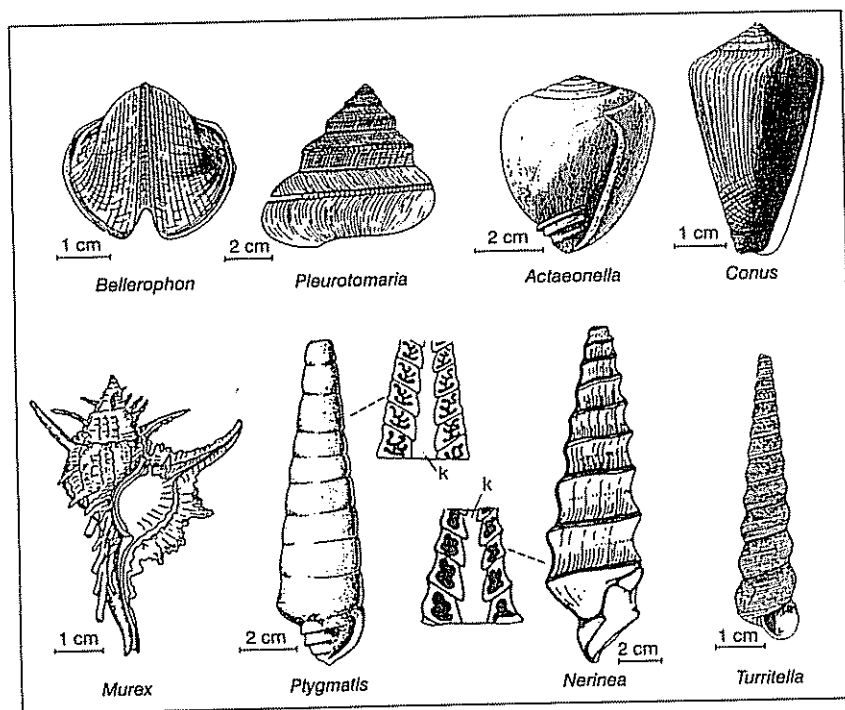
Morskie ślimaki pojawiły się we wczesnym kambrze, natomiast lądowe znane są od karbonu. W Polsce muszle ślimaków paleozoicznych są dość rzadkie. Można je spotkać w skałach ordowiku i dewonu Gór Świętokrzyskich oraz w narzutniakach skandynawskich. W utworach mezozoiku i kenozoiku ślimaki są natomiast powszechne. Zespoły ślimaków znajdowane w osadach czwartorzędowych są przydatne zarówno w paleoekologii, jak i w stratygrafii. Niektóre z nich mają znaczenie skałotwórcze, zwłaszcza skrzydłonogie ślimaki planktonowe. Ich muszle stanowią główny składnik współcześnie tworzących się mulów pteropodowych.

PRZYKŁADY RODZAJÓW ŚLIMAKÓW (ryc. 72):

Bellerophon (ordowik-perm, ? trias) — grubościenna, symetryczna muszla, zwinięta w jednej płaszczyźnie; ujęście z wycięciem pośrodku skrętu, które stopniowo zarasta i zaznacza się na powierzchni muszli w postaci wąskiego paska. Belerofony są zaliczane przez niektórych badaczy do innej grupy mięczaków — do jednotarczowców;

Murex (trzeciorzęd-dziś) — muszla wrzecionowata, ornamentowana spiralnymi prążkami i osiowymi żeberkami; często występują także kolce lub guzki; ujęście owalne z wąskim, wydłużonym kanałem syfonalnym;

Conus (trzeciorzęd-dziś) — muszla w kształcie odwróconego stożka, z szerokim ostatnim skrętem; skrętka niska, ze spiczastym wierzchołkiem; ujęście całobrzegie, długie, wąskie;



Ryc. 72. Ślimaki (k — kolumnienka widoczna na przekrojach podłużnych muszli)

Turritella (kreda-dziś) — muszla wąska, wieżyczkowata; liczne skręty ornamentowane spiralnymi listewkami; ujęście całobrzegie, okrągłe;

Pleurotomaria (trias-dziś, pospolite w jurze i kredzie) — stożkowa muszla, czasem niezbyt wysoka, z szerokimi skrętami i spłaszczoną podstawą; na powierzchni muszli mogą występować spiralnie ułożone prążki lub guzki; ujęście z wycięciem, które stopniowo zarasta i jest widoczne na boku skrętu jako zgrubiałe pasmo;

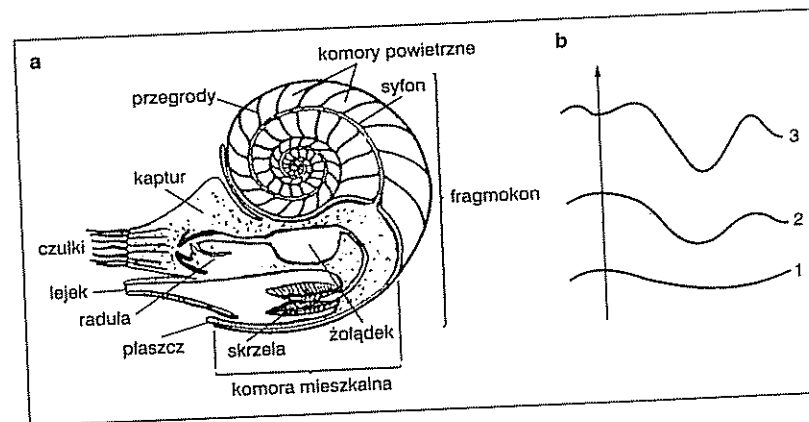
Nerinea (jura-kreda) — duża wysmukła muszla, wieżyczkowata, o wklęsłych skrętach; kolumnienka gładka lub z jednym fałdem; po wewnętrznej stronie skrętów dwa spiralne fałdy;

Pitymatis (jura-kreda) — muszla duża, wieżyczkowata; na kolumnience i po wewnętrznej stronie skrętów występują liczne, powyginane fałdy, bardzo zawężające wnętrze skrętów;

Actaeonella (trias-kreda) — duża, gruboskorupowa, owalna muszla; ostatni skręt bardzo szeroki, gładki; skrętka płaska; kolumnienka z trzema fałdami; ujęście szczelinowate.

8.10.3. Gromada: Głownogi (Cephalopoda)

Głownogi są związane wyłącznie ze środowiskiem morskim. Większość z nich to formy drapieżne lub padlinożerne, pływające w toni morskiej lub tuż przy dnie. Z uwagi na organizację ciała miękkiego, są uważane za najbardziej zaawansowaną ewolucyjnie grupę mięczaków. Charakterystyczną cechą tych zwierząt jest budowa nogi (ryc. 73). Jej górna część została przekształcona w chwytne ramiona lub czułki, które zrosły się z głową i otaczają otwór gębowy. Druga część nogi uległa przeobrażeniu w rurkowaty lejek. Przez szczelinę między lejkiem i płaszczem woda wpływa do położonej po stronie brzusznej jamy płaszcza, gdzie znajdują się skrzela. Następnie w wyniku skurczu mięśni płaszcza woda zostaje wyrzucona przez lejek pod dużym ciśnieniem, dzięki czemu organizm przemieszcza się na zasadzie odrzutu. Liczne głownogi mają gruczoł atramentowy i w chwili zagrożenia wydzielają brunatną ciecz dezorientującą napastnika. Zasadniczy szkielet głownogów składa się z pojedynczej, aragonitowej muszli (ryc. 73). Pier-



Ryc. 73. Schemat budowy łodzika (a) wg M. Wiśniewskiej-Żelichowskiej 1966, uproszczone oraz różne typy linii przegrodowej łodzиковatych (b)

1 — linia ze słabo zaznaczonymi siodłami i zatokami, 2 — z prostym siodłem po stronie brzusznej, 3 — z wtórną zatką na siodle brzusznej

wotnie był to szkielet zewnętrzny (typowy dla łodzikowatych i amonitowatych). W niektórych liniach rozwojowych został on całkowicie obrośnięty fałdem płaszcza (pochełkowce). W odróżnieniu od muszli ślimaków, starsza część muszli głowonogów (fragmokon), jest podzielona w równych odstępach poprzecznymi przegrodami (ryc. 73). Zwierzę znajduje się w końcowej części muszli, zwanej komorą mieszkalną. W miarę wzrostu, muszla jest dobudowywana i ciało zwierzęcia przesuwają się do przodu, natomiast tylna, opuszczona część komory mieszkalnej zostaje oddzielona kolejną przegrodą. Nowo powstała komora powietrzna początkowo wypełnia płyn (zbliżony składem do wody morskiej), z czasem zastępowany przez podobny do powietrza gaz. Ciało zwierzęcia jest przymocowane do muszli, a zarazem połączone ze starszymi komorami, za pomocą sznura miękkich tkanek zwanego syfonem. Biegnie on od komory początkowej (embrionalnej) przez wszystkie komory, przechodząc przez specjalne otwory w przegrodach. Przy otworach często powstają wapienne, lejkowate osłonki otaczające syfon (kołnierzyki). Syfon umożliwia regulację ilości płynu i gazu wypełniającego komory. Dzięki temu zmienia się wyporność muszli i w ten sposób jest kontrolowana głębokość zanurzenia organizmu. Linia, wzdłuż której brzeg przegrody łączy się ze ścianką muszli, nazywa się linią przegrodową. Kształt jej jest uzależniony od stopnia pofałdowania brzegu przegrody. Można w niej wyróżnić siodła, czyli fragmenty wypukłe linii (patrząc na linię od strony brzusznej, w kierunku ujścia muszli) oraz wklęsłe zatoki. Linia przegrodowa ma kluczowe znaczenie w systematyce kopalnych głowonogów. Zewnętrzne muszle głowonogów mają kształt stożkowatych rurek, które mogą być proste, łukowato wygięte lub zwinięte spiralnie, o luźno lub ściśle przylegających do siebie zwojach. Strona zewnętrzna skręconych muszli odpowiada stronie brzusznej organizmu. Poza kilkoma wyjątkami muszle są dwubocznie symetryczne, zwinięte planispiralnie, czyli w jednej płaszczyźnie. Starsze skręty mogą być w nich dobrze widoczne (muszle ewolutne) lub też są zakryte przez kolejne skręty (muszle inwolutne). Część muszli, gdzie odsłaniają się starsze skręty, nazywana jest pępkiem.

Głowonogi są bardzo zróżnicowaną grupą, która spośród mięczaków dostarczyła najwięcej ważnych skamieniałości przewodnich. Organizmy te bujnie rozwijały się w paleozoiku i mezozoiku. W kenozoiku, po masowym wymieraniu na granicy kredy i trzeciorzędu, grupa ta nie odzyskała już swojej dawnej świetności. Dziś żyją przedstawiciele tylko niektórych linii ewolucyjnych. Liczbę współczesnych gatunków szacuje się na ok. 730, natomiast kopalnych aż na ponad 10 000.

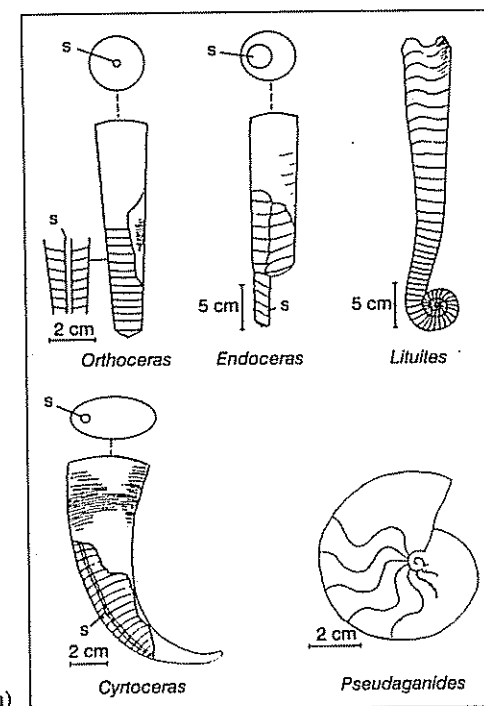
8.10.3.1. Podgromada: Łodzikowate (Nautiloidea)

Łodzikowate są dziś grupą reliktową, reprezentowaną przez tylko jeden rodzaj *Nautilus*, który zamieszkuje ciepłe rejony Oceanu Indyjskiego i zachodniego Pacyfiku. Współczesne gatunki są dobrymi pływakami, ale głównie żerują przy dnie do głębokości ok. 500 m. Łodzikowate, jako pierwsza grupa mięczaków, przeszła od bentosowego trybu życia do aktywnego pływania. Niewykluczone jednak, że pierwsze łodzikowate pływały jeszcze bardzo słabo i głównie pęzły po dnie wykorzystując do tego celu czułki.

Łodzikowate są jedynymi współczesnymi przedstawicielami głowonogów, których ciało ochrania zewnętrzna muszla (ryc. 73). Jej ujście jest zamykane mięsistym płatem głowy. Zwierzęta te ponadto wyróżniają: obecność dwóch par skrzeli, duże, zwapniałe ro-

gowe szczęki, przypominające ptasi dziób, bardzo liczne czułki bez przyssawek oraz brak worka czernidłowego. Nie można wykluczyć, że niektóre grupy kopalnych łodzikowatych, pomimo wspólnych cech w budowie muszli ze współczesnymi formami, pod względem anatomii ciała miękkiego mogły znacznie się od nich różnić. Muszle kopalnych łodzikowatych są różnorodnego kształtu. W paleozoiku najbardziej pospolite były łodzikowate o prostych muszlach. Oprócz nich żyły w tym czasie także gatunki o łukowato wygiętych muszlach lub zwiniętych w luźną spiralę. U niektórych przedstawicieli muszle były skręcone tylko w początkowych stadiach wzrostu, a dalej były proste. Od mezozoiku (poza kilkoma gatunkami o prostych muszlach, które przetrwały do triasu) występowały wyłącznie łodzikowate o ciasno skręconej, inwolutnej muszli. Najczęściej muszle są gładkie, ale niektóre mają także ornamentację w postaci guzków oraz poprzecznych prążków lub żeber. Przegrody w muszli są płaskie lub słabo powyginane, dlatego linia przegrodowa jest prawie prosta lub falista z prostymi siodłami i zatokami (ryc. 74). Po stronie brzusznej zawsze znajduje się siodło. Syfon biegnie najczęściej przez środek przegrody, rzadziej z boku. Kołnierzyki syfonalne są skierowane ku tyłowi. W prostych muszlach często obserwuje się zwapnienia syfonu i wapienne złogi we wnętrzu komór. Taki dodatkowy balast umożliwiał tym zwierzętom poruszanie się z muszlą ustawioną w pozycji poziomej.

Najstarsze łodzikowate są znane z późnego kambru. Szczyt ich rozwoju przypadł na paleozoik, zwłaszcza na ordowik i sylur. Niektóre występujące wtedy gatunki osiągnęły znaczne rozmiary, dochodzące nawet do 9 m długości. W mezozoiku łodzikowate były



Ryc. 74. Łodzikowate (s — syfon)

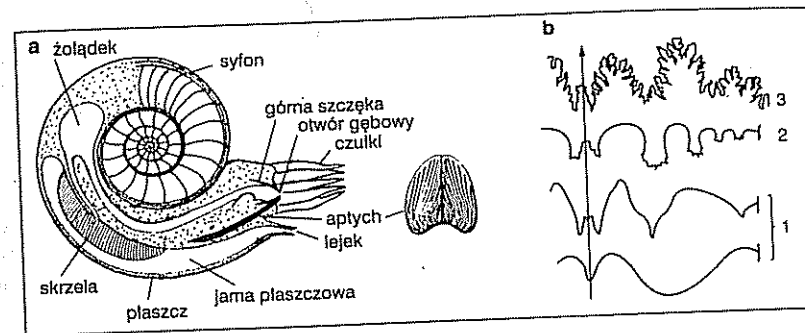
już znacznie mniej zróżnicowane, ale jeszcze dość liczne. Grupa ta dostarczyła ważnych skamieniałości przewodnich dla ordowiku. Łodzikowate są częstymi skamieniałościami w głazach narzutowych na terenie Polski. Ponadto można je znaleźć w skałach dewońskich w Górach Świętokrzyskich i na obszarze śląsko-krakowskim. Z mezozoicznych przedstawicieli tej grupy najbardziej znane są gatunki jurajskie występujące w wapieniach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz późnokredowe z opok doliny środkowej Wisły.

PRZYKŁADY RODZAJÓW ŁODZIKOWATYCH (ryc. 74):

Orthoceras (gatunki przewodnie dla ordowiku, występowały do triasu) — muszla wysmukła, prosta, z rzadko ustawionymi przegrodami; wąski syfon położony centralnie; lejki wokół syfonu krótkie, cylindryczne;
Endoceras (ordowik) — muszla prosta; szeroki syfon położony peryferyjnie; kołnierzyki wokół syfonu długie, cylindryczne; obecne stożkowe wapienne złogi wewnątrzsyfonalne;
Cyrtoceras (ordowik-dewon) — muszla krótka, łukowato wygięta; w przekroju poprzecznym owalna lub trójkątna;
Lituites (ordowik) — długa muszla, zwinięta tylko w części początkowej; syfon położony centralnie;
Pseudaganides (jura) — muszla inwolutna; syfon położony centralnie; linia przegrodowa pofałdowana, siodło po stronie brzusznej z dodatkową płytką zatoką.

8.10.3.2. Podgromada: Amonitowate (Ammonoidea)

Amonitowate są całkowicie wymarłą grupą głowonogów. Pomimo ogólnego podobieństwa ich muszli do łodzikowatych (ryc. 75), zwierzęta te pod wieloma względami bardzo się od nich różniły (np. budową tarki, rozwojem larwalnym). Amonitowate były bardziej zbliżone do pochwinkowców i prawdopodobnie, podobnie jak one, miały jedną parę skrzel, worek czernidłowy oraz 10 ramion. Muszle amonitowatych zwykle mają średnicę od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Największy, niekompletny okaz jest szacowany aż na 3 m, a największy okaz znaleziony w Polsce osiąga 1 m średnicy. Są one na ogół symetryczne, zwinięte planispiralnie, z syfonem położonym po stronie brzusznej (z wyjątkiem klimentii). W komorach mieszkalnych amonitowatych są znajdowane parzyste, kalcytowe płytki — aptychy (ryc. 75). Kształt ich jest analogiczny do zarysu ujścia muszli, dlatego płytki te są interpretowane jako rodzaj wieczka zamykającego muszlę. Obecnie uważa się, że były one jednocześnie dolnymi szczękami zwierzęcia. Luźne aptychy występują bardzo licznie w niektórych warstwach jurajskich (wapienie aptychowe). Czasami są one jedynymi pozostałościami po tych zwierzętach, kiedy to mniej trwałe, aragonitowe muszle zostały rozpuszczone. Powierzchnia muszli może być gładka, ale zwykle jest ornamentowana poprzecznymi żeberkami, prążkami oraz guzkami. Wzdłuż strony brzusznej biegnie niekiedy bruzda lub wypukła listewka (kil). Ornamentacja muszli nie zawsze jest rozpoznawalna, gdyż w stanie kopalnym częste są ośrodk. W takich przypadkach dobrze jest natomiast widoczna linia przegrodowa, o wiele bardziej złożona niż u łodzikowatych. U amonitowatych (poza niektórymi gatunkami klimentii) w linii przegrodowej pośrodku strony brzusznej (zewnątrznej) występuje zatoka, zwana



Ryc. 75. Schemat budowy amonita (a) wg M. Machalskiego i J. Stolarskiego 1998 oraz linie przegrodowe u amonitowatych (b) wg M. Wiśniewskiej-Żelichowskiej 1966
 1 — linia goniatykowa, 2 — linia ceratykowa, 3 — linia amonitowa

brzuszną. Kolejne dwie zatoki znajdują się odpowiednio na bocznej i grzbietowej (czyli wewnętrznej) stronie muszli. Liczba zatok może się zwiększyć na skutek pofałdowania się siodła brzusznej (powstają wtedy zatoki dodatkowe) lub siodła grzbietowej (zatoki pępkowe). Na bocznej powierzchni ośrodk jest widoczna tylko część linii przegrodowej, tzn. do linii szwu. Zwykle wyróżnia się 3 typy linii przegrodowych (ryc. 75): **linia goniatykowa** — w postaci falistej linii, z prostymi siodłami i zatokami, charakterystyczna dla większości gatunków paleozoicznych z grupy klimentii i goniatyków; **linia ceratykowa** — z ząbkami na dnie zatok, typowa przede wszystkim dla triasowych ceratyków (spotykana także u niektórych gatunków karbońskich i permskich); **linia amonitowa** — bardzo złożona, o silnie pofałdowanych zatokach i siodłach, występująca u amonitów¹ jurajskich i kredowych. W systematyce amonitów oprócz kształtu linii przegrodowej znaczenie ma przede wszystkim kształt, ornamentacja i sposób zwinięcia muszli. Wyróżnianie gatunków dodatkowo jest utrudnione ze względu na fakt, że u amonitów występował dymorfizm płciowy.

Amonitowate występowały od dewonu do końca kredy. Są najbardziej zróżnicowaną grupą głowonogów, o największym znaczeniu stratygraficznym. Najważniejszymi grupami są: goniatyty, które żyły od dewonu po schyłek permu; klimentie, charakterystyczne wyłącznie dla środkowego i późnego dewonu; ceratyty, występujące głównie w triasie; amonity właściwe, z jury i kredy oraz kredowe ancylloceratyty, cechujące się nietypowym zwinięciem muszli. Paleogeograficzne zróżnicowanie amonitów jurajskich i kredowych pozwala na wykorzystywanie tych skamieniałości do wyróżniania osadów prowincji borealnej i tetydzkiej. Na terenie Polski muszle amonitowatych są bardzo częstymi skamieniałościami. Goniatyty i klimentie najliczniej występują w osadach dewonu w Górach Świętokrzyskich. Ceratyty są spotykane głównie w utworach środkowego triasu Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska. Jurajskie amonity, bardzo zróżnicowane gatunkowo, są pospolite w wapieniach Tatr, Pienin oraz Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Bardzo ciekawy zespół występuje także w jurajskiej krze lodowcowej, osadzonej

¹ Termin amonity odnosi się do grup jurajskich i kredowych, ale często jest używany potocznie w stosunku do wszystkich grup amonitowatych.

w utworach czwartorzędowych w okolicy Łukowa. Amonity kredowe znane są przede wszystkim z rejonu Tomaszowa Mazowieckiego, doliny środkowej Wisły, a także z Karpat, zwłaszcza z Tatr.

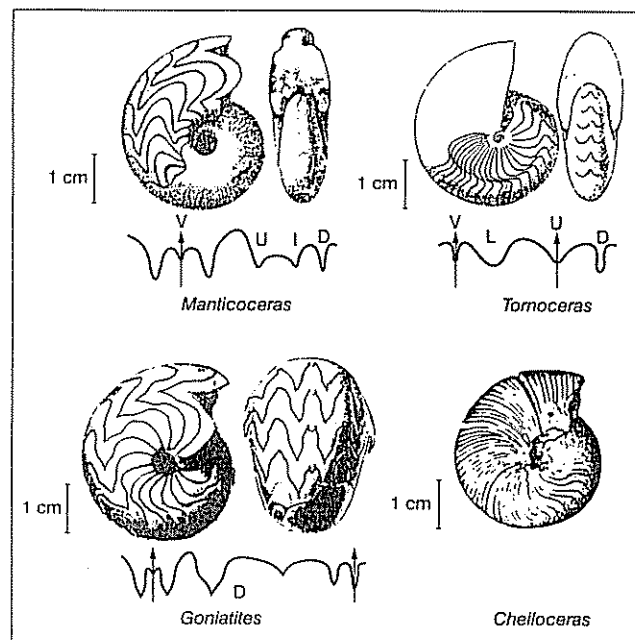
PRZYKŁADY RODZAJÓW GONIATYTÓW (ryc. 76):

Manticoceras (dewon) — muszla w kształcie dysku; słabo inwolutna, z dość szerokim pępkiem; przekrój skrętu wysoki, owalny lub trapezowaty; w linii przegrodowej charakterystyczna szeroka, głęboka zatoka brzuszna z dodatkowym siodłem oraz szerokie siodło boczne; siodło brzuszne przedzielone dodatkową zatoką;

Tornoceras (dewon) — muszla dyskoidalna, inwolutna z punktowym pępkiem; strona brzuszna wąska, zaokrąglona; linie przyrostowe z podwójnymi fałdami, wygiętymi w stronę ujścia; linia przegrodowa z wąską i dość głęboką zatoką brzuszną, zatoka boczna szeroka o płaskim dnie, siodło boczne szerokie;

Goniatites (karbon) — muszla kulista, ze spłaszczonymi bokami; zwinięta inwolutnie, z bardzo wąskim pępkiem; powierzchnia muszli ze spiralnymi prążkami; w linii przegrodowej zatoka brzuszna z dużym dodatkowym siodłem, zatoka boczna bardzo wąska i głęboka;

Cheiloceras (dewon) — muszla w kształcie dysku, inwolutna, z punktowym pępkiem; powierzchnia muszli gładka lub drobno prążkowana; na ośrodku widoczne 2-4 przewężenia; w goniatytowej linii przegrodowej zatoka brzuszna bez dodatkowego siodła. Siodło boczne rozdzielone zatoką pępkową.



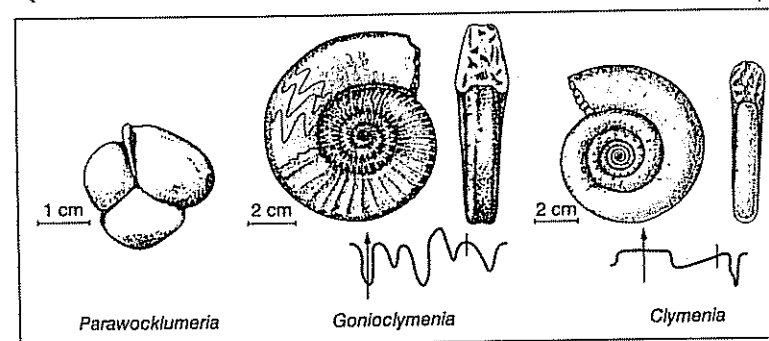
Ryc. 76. Goniatyty

PRZYKŁADY RODZAJÓW KLIMENII (ryc. 77):

Parawocklumeria (dewon) — muszla inwolutna, w przekroju trójkątna; z przewężeniami na ostatnim skręcie; zatoka grzbietowa zastąpiona jest siodłem;

Clymenia (dewon) — muszla dyskoidalna, ewolutna; skręty w przekroju porzecznym koliste; powierzchnia muszli bez wyraźnych żeberk; w linii przegrodowej zatoka brzuszna zastąpiona siodłem; zatoka boczna szeroka, zaokrąglona;

Gonioclymenia (dewon) — muszla dyskoidalna, ewolutna; skręty w przekroju porzecznym koliste; powierzchnia muszli z podwójnymi żeberkami; linia przegrodowa z zaznaczoną zatoką brzuszną i głęboką zatoką boczną; zatoka dodatkowa i pępkowa szerokie i płaskie.

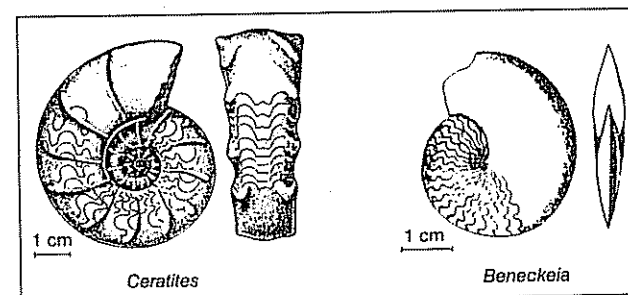


Ryc. 77. Klimenie

PRZYKŁADY RODZAJÓW CERATYTÓW (ryc. 78):

Beneckeia (trias) — muszla dyskoidalna, inwolutna z ostrą stroną brzuszną; powierzchnia gładka; linia ceratytowa z licznymi płaskimi siodłami i zatokami;

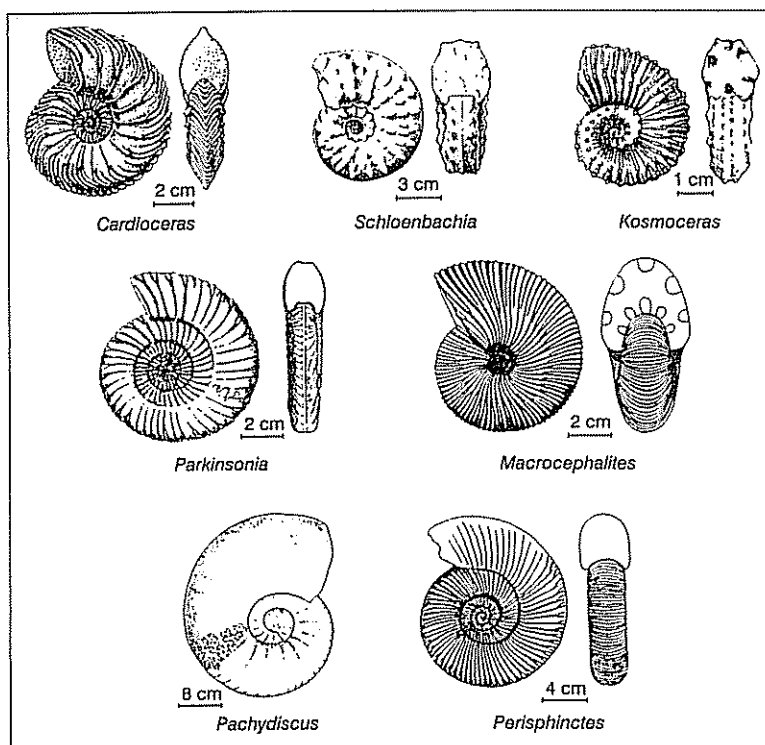
Ceratites (trias) — muszla ewolutna; strona brzuszna spłaszczona — ujście w zarysie kwadratowe lub prostokątne; na bocznej powierzchni muszli rzadko rozmieszczone, grube żeberka; linia ceratytowa.



Ryc. 78. Ceratyty (wg H. Makowskiego 1977)

PRZYKŁADY RODZAJÓW AMONITÓW WŁAŚCIWYCH (ryc. 79):

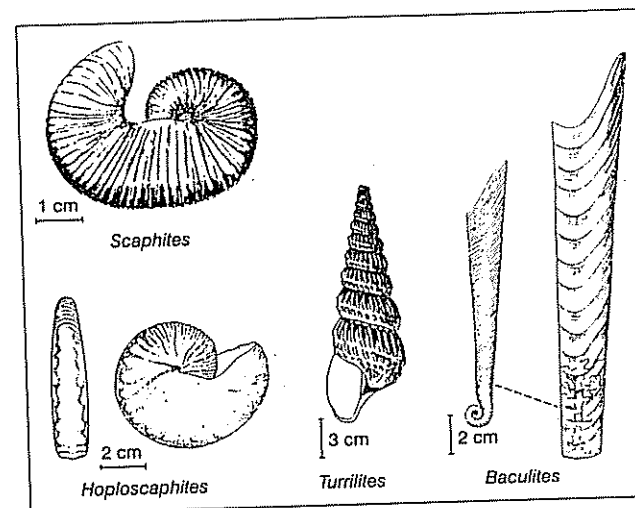
Cardioceras (jura) — muszla spłaszczona bocznie, ewolutna, z niezbyt szerokim pępkiem; wygięte żeberka rozwidlają się i dochodzą na stronie brzusznej do ostrego, guzkowatego kila; *Schloenbachia* (kreda) — dyskowata muszla ewolutna, ze średnio szerokim pępkiem; wygięte, rozwidlone żeberka grubiej w kierunku strony brzusznej; na żeberkach znajdują się guzki; strona brzuszna spłaszczona, z wąskim kilem; *Kosmoceras* (jura) — muszla ewolutna, ze średnio szerokim pępkiem; żeberka z rzędem guzków pośrodku skrętu; od tego miejsca żeberka rozwidlają się i dochodzą po stronie brzusznej do dwóch rzędów guzków rozdzielonych bruzdą; występuje dymorfizm płciowy; *Parkinsonia* (jura) — muszla ewolutna, dyskowata, ze średnio szerokim pępkiem; rozwidlające się żeberka dochodzą do wąskiej bruzdy, biegnącej wzdłuż strony brzusznej; *Macrocephalites* (jura) — muszla pękata, inwolutna, z wąskim pępkiem; gęsto ułożone żeberka rozwidlają się w pobliżu pępka i przechodzą przez stronę brzuszną; *Pachydiscus* (kreda) — dużych rozmiarów ewolutna muszla z niezbyt szerokim pępkiem; żeberka rzadkie, przerwane na bocznej powierzchni muszli; przekrój skrętów owalny; *Perisphinctes* (jura) — duża, dyskowata muszla o zwinięciu ewolutnym, z szerokim pępkiem; żeberka rozdwajają się zwykle w pobliżu brzegu brzuszego i przechodzą na stronę brzuszną.



Ryc. 79. Amonity właściwe

PRZYKŁADY RODZAJÓW ANCYCLOCERATYTÓW (ryc. 80):

Scaphites (kreda) — muszla w początkowym stadium skrętu jest inwolutna, następnie rozkręca się i na koniec ponownie zagina się hakowato; żeberka rozdwojone, czasem z guzkami; *Hoploscaphites* (kreda) — muszla początkowo inwolutna, z końcowym odcinkiem zagiętym hakowato; żeberka przechodzą przez stronę brzuszną; guzki ułożone na bocznej powierzchni muszli, wzdłuż brzegu brzuszego; *Turrillites* (kreda) — muszla stożkowa, zwinięta ślimakowato; powierzchnia z żeberkami i czasami z guzkami; *Baculites* (kreda) — muszla prosta, zwinięta tylko w części początkowej (zwykle część ta jest nie zachowana); strona brzuszna węższa od grzbietowej; powierzchnia muszli gładka lub z drobnymi prążkami; amonitowa linia przegrodowa stosunkowo słabo pofałdowana.



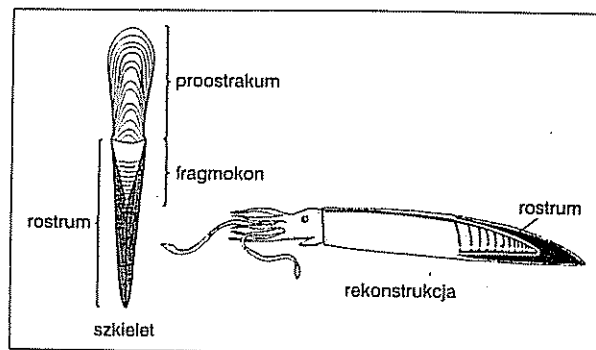
Ryc. 80. Ancycloceratyty

8.10.3.3. Podgromada: Pochewkowce (Coleoidea)

Grupa ta obejmuje głowonogi, które mają wewnętrzny szkielet i formy, które w toku ewolucji całkowicie go zredukowały. Przedstawicielami pochewkowców są wymarłe belemnity oraz ośmiornice, kalamarnice i mątwy. W stanie kopalnym częste są jedynie szczątki belemnitów. Pozostałe grupy są notowane w osadach mezozoiku, ale z uwagi na znaczną redukcję szkieletu znaleziska takie są prawdziwą rzadkością.

8.10.3.3.1. Rząd: Belemnity (Belemnitida)

Belemnity były aktywnie pływającymi, morskimi drapieżnikami, ale same również padały ofiarą większych napastników, takich jak rekiny i morskie gady. Na podstawie wymiarów zachowanych szkieletów szacuje się, że przeciętna długość belemnitów wynosiła od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, ale niektóre mogły dochodzić na-



Ryc. 81. Schemat budowy belemnita

wet do 3 m. Zwierzęta te miały wydłużone, opływowe ciało (ryc. 81). Prawdopodobnie w jego tylnej części znajdowały się boczne płetwy. Na podstawie unikatowych odcisków ciała miękkiego ustalono, że zwierzęta te miały 10 silnie umięśnionych ramion, które były zaopatrzone w chitynowe haczyki. Szkielet belemnitów (ryc. 81) składa się z aragonitowego, stożkowego fragmokonu, z licznymi ciasno ułożonymi komorami. Krótki fragmokon przedłuża się z przodu w długą, płaską płytkę (proostrakum). Charakterystycznym elementem szkieletu jest masywne, kalcytowe rostrum, przypominające kształtem pocisk. Spełniało ono funkcję balastu, umożliwiającego zwierzęciu pływanie w pozycji poziomej. W jego przedniej części znajduje się stożkowe zagłębienie (alweola), w którym był osadzony fragmokon. Na powierzchni rostrum może występować podłużna bruzda alweolarna, bruzdy wierzchołkowe i boczne oraz odciski naczyń krwionośnych. Przebieg bruzdy alweolarnej zwykle odpowiada wąskiej, nieco krótszej od alweoli, szczelinie alweolarnej, która rozcina rostrum po stronie brzusznej. Z całego szkieletu belemnitów najczęściej zachowują się tylko rostra.

Pierwsze belemnity pojawiły się w karbonie, ale pospolite stały się dopiero w jurze i kredzie. Dla tych okresów niektóre gatunki są ważnymi skamieniałościami przewodnimi. Oprócz form kosmopolitycznych, znane są także gatunki charakterystyczne dla prowincji borealnej i tetydzkiej. Zwierzęta te wymarły z końcem kredy. Rostra belemnitów zwykle są znajdowane w tych samych warstwach, co amonity. Najliczniej występują one w utworach środkowej i górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz w osadach górnej kredy Lubelszczyzny.

PRZYKŁADY RODZAJÓW BELEMNITÓW (ryc. 82):

Hibolites (jura) — cienkie rostrum, z maczugowatym rozszerzeniem w tylnej części; dobrze wykształcona bruzda alweolarna i bardzo długie bruzdy boczne;

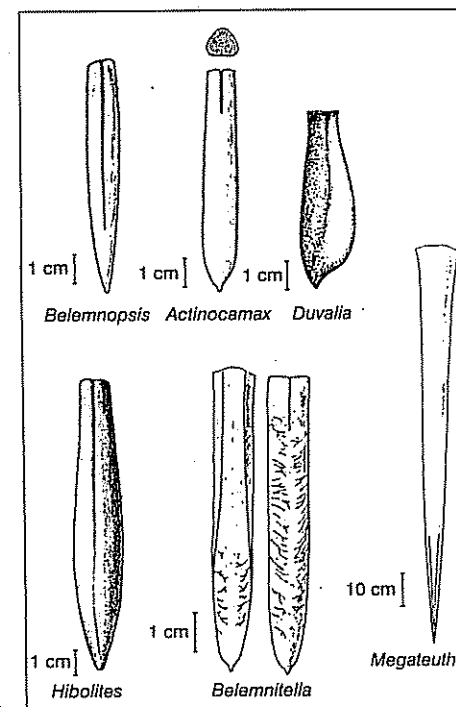
Belemnopsis (jura) — wąskie, cylindryczne rostrum; bruzda alweolarna bardzo długa, dochodząca prawie do wierzchołka rostrum;

Actinocamax (kreda) — wąskie, lekko maczugowate rostrum, w przekroju poprzecznym trójkątne; wierzchołek rostrum z czubkiem; alweola płytka; szczelina i bruzda alweolarna dobrze wykształcone;

Duvalia (kreda) — krótkie, szerokie rostrum, spłaszczone bocznie; na stronie grzbietowej znajduje się bruzda;

Belemnitella (kreda) — duże, cylindryczne rostrum, w przekroju poprzecznym okrągłe; wierzchołek tępo zakończony, z wyraźnym czubkiem; widoczne bruzdy boczne i odciski naczyń krwionośnych; alweola głęboka; szczelina i bruzda alweolarna dobrze wykształcone;

Megateuthis (jura) — bardzo duże rostrum, rozszerzone w początkowej części; w przekroju owalne; występują bruzdy grzbietowo-boczne i brzuszno-boczne.



Ryc. 82. Rostra różnych rodzajów belemnitów

8.11. Typ: Półstrunowce (Hemichordata)

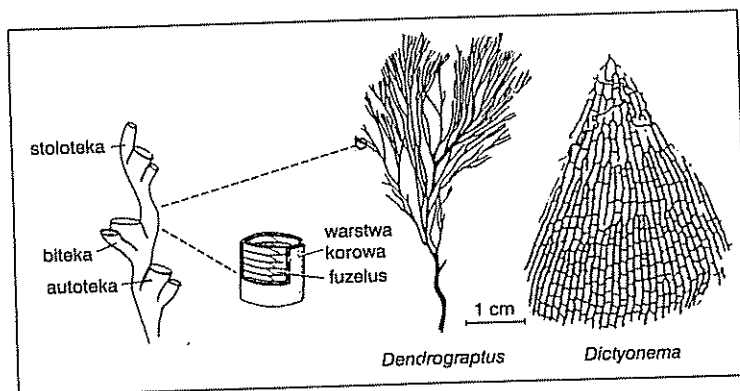
Współczesne półstrunowce są niewielką grupą morskich organizmów. Ciało miękkie tych zwierząt jest podzielone na ryjek, kolnierz i workowaty tulów. Charakterystycznym organem jest uchylek sklepienia jamy gębowej. Dawniej sądzono, że jest to odpowiednik struny grzbietowej i dlatego przyjmowano, że strunowce wyewoluowały właśnie z tych organizmów. Obecnie uważa się, że obydwie grupy mogły mieć jedynie wspólnego przodka.

Wśród półstrunowców występują formy osobnicze i kolonijne, powszechne zwłaszcza wśród grup kopalnych. Dobrze jest poznana budowa żyjących od kambru do dziś kolonijnych pióroskrzelnych. W skład płózającej się po podłożu kolonii wchodzi niewielkie osobniki, które na szczycie ciała mają wykształcone ramiona, zaopatrzone

w orzęsione czułki. Spełniają one funkcje skrzeli i wychwytyują z wody drobny pokarm. Pojedynczy osobnik jest połączony z nitkowatym, wspólnym ciałem kolonii (stolonem) za pomocą kurczliwej nóżki. Stolon, a także poszczególne osobniki, są osłonięte organicznymi rurkami (czyli tekami). Z pióroskrzelnymi były spokrewnione wymarłe już graptolity.

8.11.1. Gromada: Graptolity (Graptolithina)

Graptolity zostały zaliczone do półstrunowców z uwagi na strukturę ich tek, podobną do kolonijnych pióroskrzelnych. Wewnętrzna warstwa organicznego szkieletu graptolitów jest zbudowana z poprzecznych pasów. Każdy z nich składa się z dwóch wrzecionowatych półpięścieni (fuzelusów), łączących się ze sobą wzdłuż zygzakowatych szwów. Na zewnątrz występuje jednolita warstwa korowa. Szkielet kolonii (rabdosome) jest różnie wykształcony w poszczególnych grupach. **Dendroidy** (Dendroidea) tworzyły drzewkowate, osiadłe kolonie (ryc. 83), złożone z licznych, rozgałęzionych gałązek, które dodatkowo były połączone ze sobą poprzecznymi beleczkami. Teki były różnicowane na stoloteki (osłonki stolona), autoteki (teki osobników żeńskich) i biteki (teki osobników męskich). Dendroidy pojawiły się w środkowym kambrze i przetrwały do karbonu. Grupa ta nie ma znaczenia stratygraficznego, poza przewodnim dla dolnego ordowiku rodzajem *Dictyonema*, jedynym planktonowym dendroidem (ryc. 83). Z tych form wy-



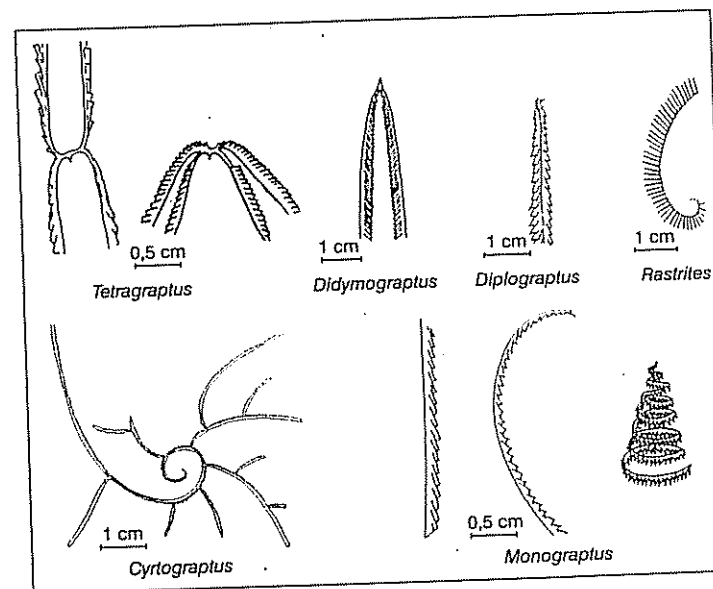
Ryc. 83. Dendroidy

wodzą się **graptolity właściwe** (Graptoloidea), które, z uwagi na planktonowy tryb życia, cechowały się znacznym uproszczeniem szkieletu (ryc. 84). Ich kolonie były złożone z kilku lub tylko z jednej gałązki. Stolon nie wytwarzał osobnej osłonki i wszystkie teki były jednakowe. Odmienną budowę miał jedynie szkielet pierwszego osobnika (założyciela kolonii), który często był zaopatrzony w czepną nić. U niektórych graptolitów stwierdzono także obecność pęcherzykowatych struktur, które unosiły kolonie, złożone z wielu pojedynczych rabdosomów.

Graptolity właściwe żyły od ordowiku po dolny dewon, wykazując przy tym bardzo duże zróżnicowanie gatunkowe. Szczyt ich rozwoju przypada na ordowik i sylur. W skałach tych okresów często występują masowo, zwłaszcza w łupkach. Organizmy te miały także szerokie rozprzestrzenienie geograficzne. Z powyższych względów graptolity są doskonałymi skamieniałościami przewodnimi. W Polsce są one liczne w skałach ordowiku i syluru w Górach Świętokrzyskich oraz w Sudetach. Sylurskie łupki graptolitowe znane są z wierceń z terenu prawie całej Polski pozakarpackiej. Graptolity są również znajdowane w wapieniach ordowickich i sylurskich, występujących w postaci narzutników polodowcowych.

PRZYKŁADY RODZAJÓW GRAPTOLITÓW WŁAŚCIWYCH (ryc. 84):

Tetragraptus (ordowik) — kolonia złożona z czterech, różnie ułożonych gałązek;
Didymograptus (ordowik) — rabdosome złożony z dwóch gałązek, ustawionych względem siebie prawie równolegle lub pod kątem dochodzącym do 180°;
Diplograptus (ordowik-dolny sylur) — rabdosome w kształcie pojedynczej, prostej gałązki, z tekami ułożonymi po obydwu jej stronach;
Rastrites (sylur) — rabdosome jednogałązkowy, wygięty lub zakrzywiony haczykowato, z nie stykającymi się ze sobą, długimi tekami ułożonymi po jednej stronie;
Cyrtograptus (sylur) — rabdosome w kształcie zwiniętej gałązki, z bocznymi odgałęzieniami;
Monograptus (sylur-dolny dewon) — rabdosome jednogałązkowy, prosty, wygięty lub w kształcie spirali; teki ułożone tylko po jednej stronie.



Ryc. 84. Graptolity właściwe

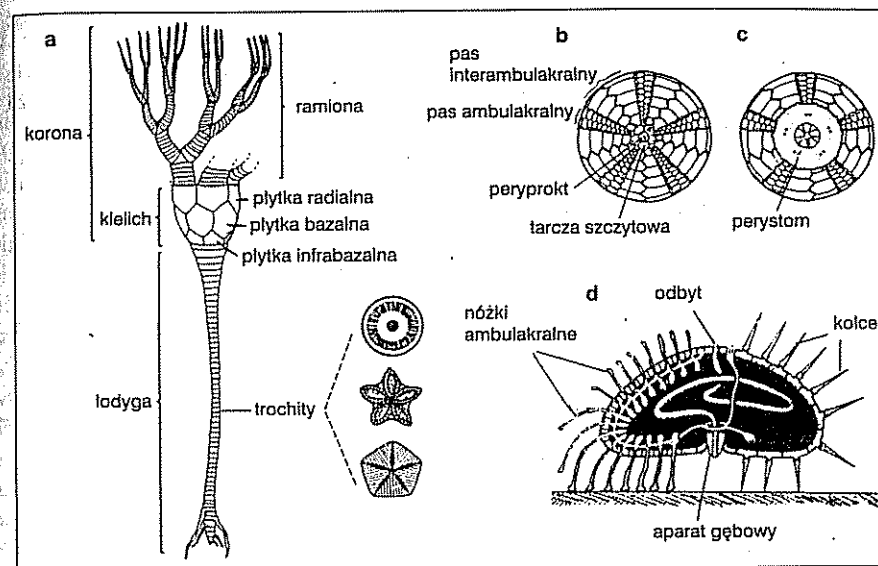
8.12. Typ: Szkarłupnie (Echinodermata)

Szkarłupnie występują w morzach ciepłych i pełnosłonych. Większość z nich żyje swobodnie na dnie lub też jest przytwierdzona do podłoża. Tylko nieliczne prowadzą planktonowy tryb życia. Budowa szkarłupni jest odmienna od innych zwierząt. Ich ciało, o bardzo zmiennym kształcie, nie ma wyodrębnionej głowy. Cechuje je ponadto symetria pięciopromienista i swoisty element budowy wewnętrznej, jakim jest układ wodny (ryc. 85). Składa się on z systemu kanałów, które wypełnia płyn o składzie zbliżonym do wody morskiej. Od bocznych kanałów odchodzą banieczkowate, kurczliwe nóżki ambulakralne, służące głównie do lokomocji, a u form osiadłych (np. u liliowców) do wychwytywania z wody drobiny pokarmu. Śródskórny szkielet szkarłupni jest zbudowany z kalcytowych płytek, które mogą tworzyć zwarty pancerz (u jeżowców) lub też są ze sobą luźno połączone i rozsypują się po śmierci zwierzęcia (strzykwy, rozgwiazdy, wężowidła).

Najstarsze szkarłupnie, mające jeszcze symetrię dwuboczną, są znane z osadów dolnokambryjskich. Liczne grupy szkarłupni pojawiły się w ordowiku. W paleozoiku przeżywały formy osiadłe — liliowce oraz wymarłe pęcherzowce i pączkowce. Formy wolno żyjące zaczęły odgrywać większą rolę dopiero od mezozoiku. Największe znaczenie mają skamieliny jeżowców i liliowców. Szczątki wszystkich kopalnych szkarłupni są pomocne do określania zasolenia i temperatury wody zbiornika, w którym żyły.

8.12.1. Gromada: Jeżowce (Echinoidea)

Jeżowce zasiedlają ciepłe zbiorniki morskie. Żyją na różnych głębokościach, ale największą ich różnorodność obserwuje się w strefach płytkich. Są wśród nich gatunki poruszające się po powierzchni dna, żyjące zagrzebane w osadzie, lub ukryte w rozpadlinach skalnych. Niektóre gatunki potrafią także drążyć skały. Zwierzęta te mają kulisty lub spłaszczony pancerz, zbudowany z wielokątnych płytek (ryc. 85). Na jego wierzchołku znajduje się tarcza szczytowa, składająca się z dziesięciu płytek (znajdują się tu ujścia gruczołów płciowych oraz perforowana płytka będąca zakończeniem układu wodnego). Od tarczy promieniście rozchodzi się pięć pasów ambulakralnych, rozdzielonych pięcioma pasami interambulakralnymi. Każdy pas jest złożony najczęściej z dwóch szeregów płytek (u form paleozoicznych nawet z dwudziestu). Płytki pasów ambulakralnych wyróżniają się obecnością otworków, przez które wystają na zewnątrz pancerza nóżki ambulakralne. Powierzchnia pancerza jest usiana licznymi brodawkami, na których są osadzone ruchome kolce. Po śmierci zwierzęcia kolce odpadają i z reguły ulegają rozproszeniu w osadzie. Z uwagi na położenie otworu gębowego i odbytowego wyróżnia się dwa typy jeżowców. Formy regularne mają otwór odbytowy położony w obrębie tarczy szczytowej, po przeciwnej stronie niż otwór gębowy. Ich szkielety są kuliste lub lekko spłaszczone. Kolce są duże, niekiedy dłuższe niż średnica pancerza. Jeżowce nieregularne mają najczęściej zarys owalny, jajowaty lub serduszkowaty. U niektórych gatunków pancerze są wypukłe, u innych zaś silnie spłaszczone, płytkowate. Pasy ambulakralne mogą biec przez cały pancerz lub też są wykształcone tylko na górnej stronie i swoją formą przypominają pięciopłatkowy kwiatek. W takim przypadku jeżowce poruszają się wyłącznie za pomocą kolców, które w tej grupie zwykle są delikatne i krótkie. Znaj-



Ryc. 85. Budowa szkarłupni (wg E.W. Nielda i V.C.T. Turckerla, 1985, zmienione)

a — schemat budowy liliowca, b — górna strona pancerza jeżowca, c — dolna strona pancerza jeżowca, d — przekrój podłużny przez ciało jeżowca

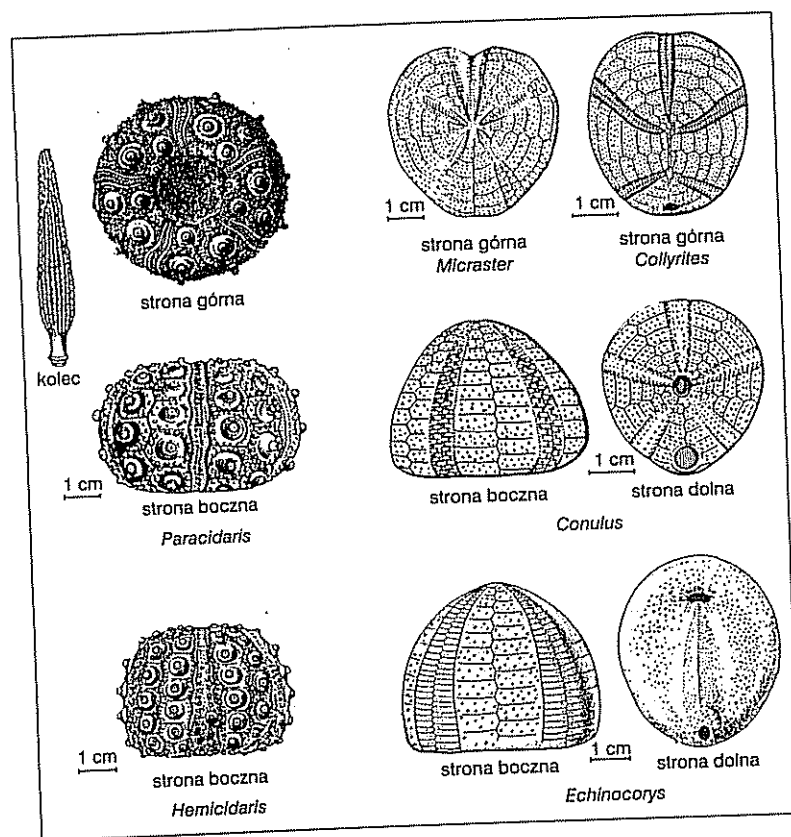
dujący się na spodzie pancerza otwór gębowy najczęściej jest przesunięty do przodu, natomiast otwór odbytowy jest położony w pobliżu tylnej krawędzi. Na szkieletach form kopalnych jest widoczny perystom (rejon okołogębowy) i peryprokt (rejon okołodbytowy). U żyjącego jeżowca przykrywa je skórzasta błona, zwykle z drobnymi, nie zachowującymi się płytkami.

Jeżowce są znane od ordowiku, ale większe znaczenie miały dopiero w mezozoiku. Dla jury i kredy niektóre gatunki jeżowców są skamieniałościami przewodnimi. Pancerze jeżowców są znajdowane głównie w skalach jurajskich Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w osadach kredy okolic Krakowa i doliny środkowej Wisły oraz w utworach miocenich południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

PRZYKŁADY RODZAJÓW JEŻOWCÓW (ryc. 86):

Cidaris (trias-dziś, pospolity w jurze) — pancerz prawie kulisty; górna i dolna strona lekko spłaszczone; pasy ambulakralne wąskie, wygięte faliście; pasy interambulakralne szerokie, z dużymi brodawkami, otoczonymi pierścieniem drobnych brodawek; kolce duże, masywne. Nazwą *Cidaris* określa się zbliżone do siebie rodzaje, różniące się budową kolców oraz wykształceniem brodawek, np. *Paracidaris* (trias-jura) cechuje się karbowanymi brodawkami i masywnymi kolcami, pokrytymi granulami, ułożonymi w podłużne rzędy; *Hemicidaris* (jura-kreda) — pancerz prawie kulisty, z lekko spłaszczoną dolną stroną; pasy interambulakralne szerokie, z dużymi, karbowanymi brodawkami; pasy ambulakralne lekko

faliste, w dolnej części pancerza szerokie (ale znacznie węższe niż interambulakralne), z dość dużymi brodawkami; ku górze pasy te stopniowo zwężają się, a brodawki maleją;
Collyrites (jura-kreda) — pancerz owalny, spłaszczony; tarcza szczytowa rozdzielona na dwie części; od przedniej odchodzą trzy pasy, od tylnej dwa; perystom mały, położony w pobliżu przedniej krawędzi; peryprokt tuż nad tylną krawędzią pancerza;
Echinocorys (kreda-trzeciorzęd) — pancerz jajowaty; górna strona silnie wypukła; pasy ambulakralne dość szerokie, złożone z bardzo wąskich płytek; pasy te dochodzą do perystomu, położonego blisko przedniej krawędzi; owalny peryprokt także na stronie dolnej;
Conulus (kreda) — pancerz jajowaty, z drobnymi brodawkami; górna strona silnie wypukła, stożkowa; perystom położony centralnie; peryprokt na dolnej stronie, przy tylnej krawędzi;
Micraster (kreda) — pancerz sercowaty; górna strona lekko wypukła, z płytką bruzdą biegnącą od szczytu do przedniej krawędzi; pasy ambulakralne tylko na górnej stronie, z najkrótszym pasem przednim; perystom z wystającą wargą, położony blisko przedniego brzegu pancerza; peryprokt powyżej tylnej krawędzi, na stromej części pancerza.



Ryc. 86. Jeżowce

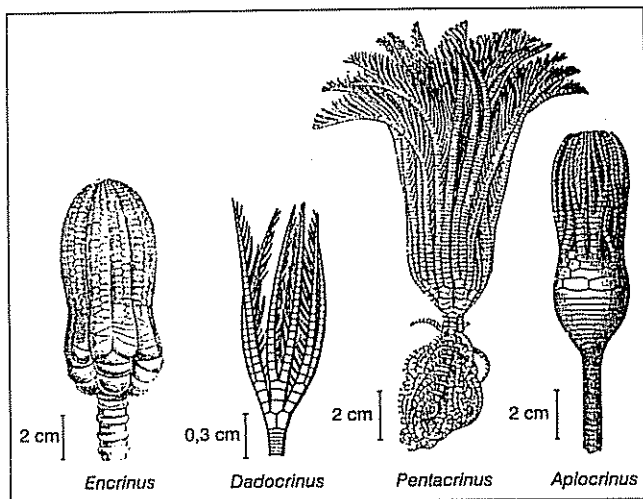
8.12.2. Gromada: Liliowce (Crinoidea)

Liliowce zamieszkują głównie morza strefy gorącej. Gatunki wolno żyjące występują na niewielkich głębokościach. Formy osiadłe, obecnie zasiedlają głębsze strefy (poniżej 100 m), natomiast w paleozoiku preferowały one płytsze wody, często tworząc, podobnie jak i dziś, duże skupiska. Osiadłe formy mogą osiągać znaczne rozmiary. Niektóre gatunki kopalne dochodziły nawet do kilkunastu metrów długości. Centralną częścią ciała liliowców jest kielich, w którym mieszczą się główne narządy wewnętrzne zwierzęcia. Składa się on ze sztywno połączonych ze sobą płytek, które są rozmieszczone po pięć, w kilku regularnych okółkach. Wyróżniane są kielichy o podstawie monocyklicznej (złożonej z pięciu płytek bazalnych i pięciu płytek radialnych) i dicyklicznej (z dodatkowym dolnym okółkiem płytek infrabazalnych). W skład kielicha mogą zostać także włączone dolne płytki ramion. W zależności od gatunku ramiona te są proste i jest ich wtedy tylko pięć lub też dzielą się one, czasem wielokrotnie, tworząc pióropusz złożony nawet z dwustu gałązek. Niekiedy są one zaopatrzone w drobne wyrostki boczne (pinule). Na ramionach znajdują się bruzdy z nóżkami ambulakralnymi, które zbiegają się do otworu gębowego, położonego pośrodku pokrywy kielicha (zwykle błoniastej, bez płytek). Otwór odbytowy jest usytuowany najczęściej na pokrywie, często na szczycie specjalnego wyrostka. Kielich jest osadzony na elastycznej lodydze, zakończonej dyskiem lub czepnymi wyrostkami, które przytwierdzają organizm do podłoża. Lodyga jest złożona z członów (trochitów), w kształcie okrągłych lub pięciokątnych płytek, z otworem w środku. U form pływających i pełzających po dnie trzonek uległ redukcji. Narządem lokomotorycznym u tych liliowców są głównie ramiona. Człony ramion, podobnie jak i lodygi, są połączone ze sobą ruchomo, dłatego sfosylizowane, całe szkielety liliowców należą do rzadkości.

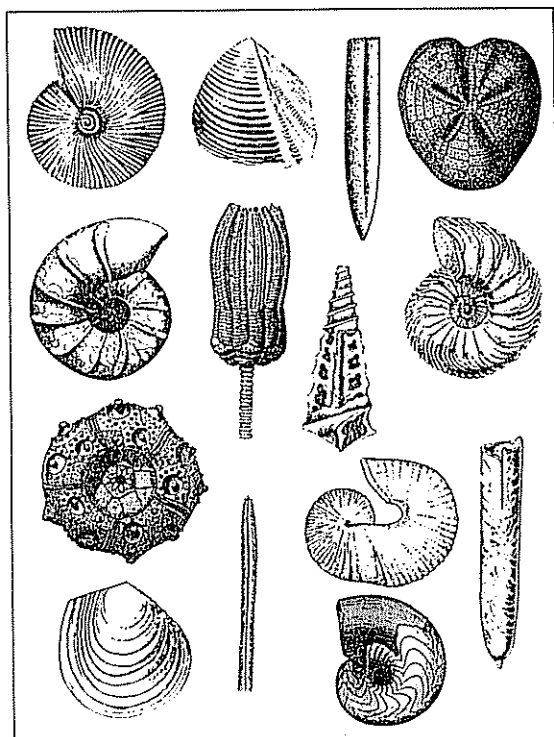
Liliowce najbujniej rozwijały się w paleozoiku, a szczyt ich rozwoju przypada na sylur-karbon. W mezozoiku liliowce ciągle były istotnym składnikiem morskich ekosystemów. W tym czasie pojawiły się formy wolno żyjące. Od kredy liliowce straciły swoje znaczenie. Począwszy od syluru do jury szczątki liliowców miały duże znaczenie skalotwórcze, tworząc wapienie krynoidowe. Grupa ta dostarczała także skamieniałości przewodniczących dla triasu i jury. Na terenie Polski liliowce są znane z sylurskich narzutniaków, z wapieni dewonu Gór Świętokrzyskich, dolnego karbonu okolic Krakowa, z triasu Gór Świętokrzyskich i rejonu śląsko-krakowskiego oraz z utworów jurajskich Tatr i Pienin.

PRZYKŁADY RODZAJÓW LILIWÓW (ryc. 87):

- Dadocrinus* (trias) — kielich mały, stożkowy; w jego skład wchodzi także najniższe płytki ramion; 10 prostych ramion, zaopatrzonych w pinule; trochity okrągłe;
Encrinus (trias) — szeroki, miseczkowaty kielich, złożony z dużych, trapezowatych płytek radialnych, mniejszych bazalnych i pierwszych płytek ramion (płytki infrabazalne niewidoczne); ramiona dzielą się jedno- lub dwukrotnie na dwa jednakowe odgałęzienia, złożone początkowo z jednego szeregu płytek, a wyżej z dwóch; trochity okrągłe;
Pentacrinus (trias-jura) — kielich mały, miseczkowaty; silnie rozwinięte, wielokrotnie podzielone ramiona, zaopatrzone w pinule; lodyga z wyrostkami; trochity pięciokątne;
Apiocrinus (jura) — górne człony lodygi stopniowo rozszerzają się i przechodzą w pękaty kielich, złożony z płytek bazalnych, radialnych oraz z kilku okółków płytek ramion.



Ryc. 87. Liliowce



Ryc. 88. Rysunek ćwiczeniowy

PYTANIA KONTROLNE

1. Wymień grupy amonitowatych. Dla których okresów są one skamieniałościami przewodnimi?
2. Co to są aptychy?
3. Z jakich elementów składa się szkielet belemnita?
4. Kiedy nastąpił bujny rozwój małży?
5. Co odróżnia muszle kopalnych ramienionogów i małży?
6. Jakie znaczenie mają tentakulity?
7. Kiedy pojawiły się łodziki?
8. Która grupa graptolitów ma duże znaczenie stratygraficznie i dlaczego?
9. Ze szczątków jakich organizmów powstały wapienie krynoidowe?
10. Jakie cechy budowy szkieletu są charakterystyczne dla jeżowców?

ĆWICZENIE

1. Rozpoznaj przedstawione na ilustracji skamieniałości (ryc. 88). Określ ich przynależność systematyczną i podaj ich zasięg stratygraficzny.



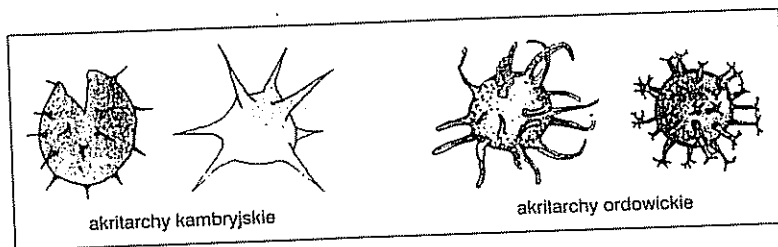
Mikroskamieniałości

Mikroskamieniałości to różnego typu szczątki organizmów, o średnich wymiarach od kilku mikrometrów do kilku milimetrów. Do ich badań wykorzystuje się różnego typu mikroskopy — na światło odbite, przechodzące, spolaryzowane, a w przypadku bardzo małych form jest konieczne posłużenie się mikroskopem elektronowym.

Do mikroskamieniałości zalicza się pancerzyki form jednokomórkowych (okręmek, kokolitowców, otwornic) lub niewielkich organizmów tkankowych (np. małżoraczków). Włączane są tu także pyłki i zarodniki roślin oraz elementy szkieletowe większych zwierząt, które nie tworzyły zwartej struktury i po śmierci organizmu uległy rozproszeniu. Są to m.in. skolekodonty (aparaty szczękowe pierścienic), skleryty strzykw (grupa szkarłupni), igły gąbek i konodonty.

9.1. Królestwo: Protisty (Protista)

Do protistów zaliczają się organizmy jednokomórkowe, które mają wyodrębnione jądro komórkowe i organelle odpowiedzialne za funkcje życiowe komórki. W zależności od przyjętej klasyfikacji, zaliczane tu grupy są włączane także do królestwa roślin (glony) lub zwierząt (pierwotniaki). Niektóre protisty wytwarzają zmineralizowane pancerzyki, które dobrze zachowują się w stanie kopalnym. Zagadkową grupą, zaliczaną do protistów, są występujące od późnego proterozoiku akritarchy (ryc. 89). Ta sztuczna jednost-



Ryc. 89. Akritarchy, silnie powiększone, w różnej skali (wg M. Moczydlowskiej i H. Górki 1990)

ka obejmuje organiczne struktury jednokomórkowe, o wymiarach od 0,01 do 0,5 mm. Są one uważane za glony lub formy przetrwalnikowe różnych grup organizmów. Pomimo nieokreślonej pozycji systematycznej, akritarchy są ważne w stratygrafii osadów dolnopaleozoicznych.

9.1.1. Typ: Korzenionózki (Rhizopoda)

9.1.1.1. Gromada: Otwornice (Foraminifera)

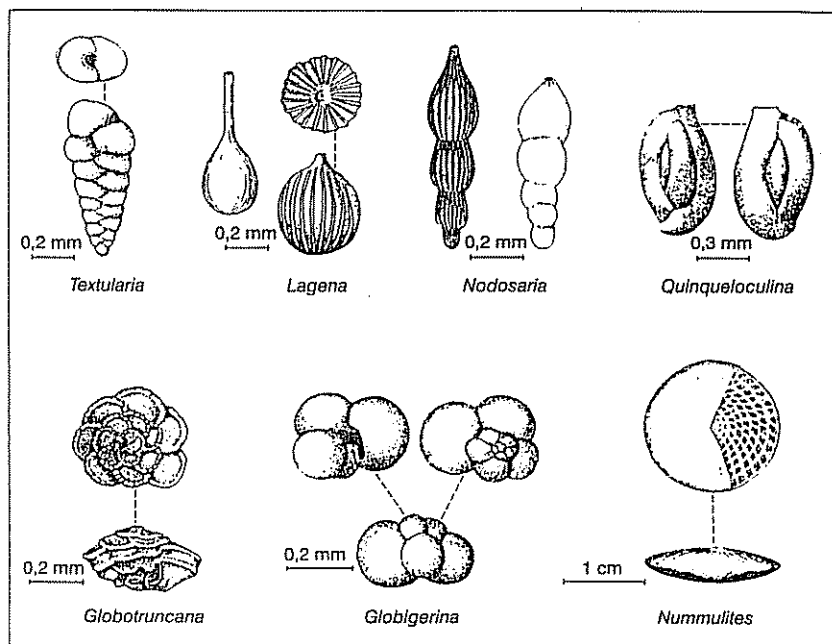
Otwornice są pierwotniakami zamieszkującymi prawie wyłącznie zbiorniki morskie. Wytwarzają one jedno- lub wielokomorowe pancerzyki, o wymiarach średnio od 0,2 mm do 1 mm. Szkielety te mogą być zbudowane z substancji organicznej, z węglanu wapnia lub z posklejanych ziaren piasku i pokruszonych szczątków innych organizmów (u otwornic aglutynujących). W pancerzykach zwykle występują liczne pory, przez które wysuwają się nibynóżki, służące do poruszania się, a także do zdobywania pokarmu.

Otwornice o skorupkach organicznych i aglutynujących występują od kambru, natomiast grupy o pancerzykach węglanowych pojawiły się w sylurze. Organizmy te początkowo prowadziły wyłącznie bentosowy tryb życia. Formy planktonowe są znane dopiero z osadów jury. Pancerzyki otwornic są doskonałymi skamieniałościami przewodnimi, z uwagi na krótki zasięg stratygraficzny wielu gatunków, jak również ich masowe występowanie, zwłaszcza w skałach węglanowych. Są one wykorzystywane w stratygrafii młodszego paleozoiku, mezozoiku oraz kenozoiku. Szczególnie ważną rolę otwornice spełniają w przypadku osadów paleogenu i neogenu, gdzie są najważniejszą grupą skamieniałości przewodnich. Skorupki niektórych bentosowych otwornic, np. kredowe orbitoliny oraz żyjące od paleogenu numulity, osiągnęły wyjątkowo duże rozmiary dochodzące nawet do kilku centymetrów. Organizmy te mają duże znaczenie stratygraficzne, skałotwórcze, a także są wskaźnikami płytkowodnego i ciepłego środowiska morskiego. Wapienie numulitowe są charakterystyczne dla eocenu Tatr i Karpat Zewnętrznych. Spośród otwornic planktonowych największe znaczenie skałotwórcze miały globigeryny, które przyczyniły się do powstania paleogeńskich margli globigerynowych, występujących w Karpatach Zewnętrznych. Otwornice te współcześnie budują muły globigerynowe.

PRZYKŁADY RODZAJÓW OTWORNIC (ryc. 90):

Textularia (karbon-dziś) — skorupka aglutynująca; komory kuliste, ułożone w dwa szeregi; półksiężycowate ujęcie położone u podstawy ostatniej komory;
Lagena (jura-dziś) — kalcytowa, jednokomorowa skorupka, buteleczkowata, owalna, kulista; ujęcie na szczycie; powierzchnia gładka lub ornamentowana np. podłużnymi żeberkami;
Nodosaria (trias-dziś) — kalcytowa, wydłużona skorupka, zbudowana z komór ułożonych w jeden szereg; powierzchnia gładka lub rozmaicie ornamentowana; ujęcie okrągłe lub w kształcie gwiazdki, na szczycie ostatniej komory;
Globigeryna (kreda-dziś) — otwornica planktonowa; skorupka o cienkich, perforowanych ściankach z węglanu wapnia; komory kuliste, rozmieszczone ślimakowato; ujęcie okrągłe lub półksiężycowate przy podstawie ostatniej komory;
Globotruncana (kreda) — otwornica planktonowa; komory ułożone ślimakowato; szwy często ornamentowane drobnymi guzkami; na obwodzie skorupki znajduje się podwójna (rzadziej pojedyncza) listewka; ujęcie pośrodku płaskiej strony skorupki;

Quinqueloculina (jura-dziś) — skorupka eliptyczna o kalcytowej, nieporowatej ścianie; kolejne, wydłużone poprzeczne komory, przystają względem siebie pod kątem 144°; na zewnątrz pancerza jest widocznych pięć ostatnich komór; ujście na szczycie z prostym zębem; *Numulites* (paleogen-dziś) — duże (nawet kilkucentymetrowe), dyskooidalne skorupki o kalcytowych, perforowanych ściankach; w przekroju poziomym widoczne bardzo liczne, nierozgałęzione komory, ułożone symetrycznie w płaską spiralę; kolejne skrzyty spirali obejmują starsze partie skorupki.

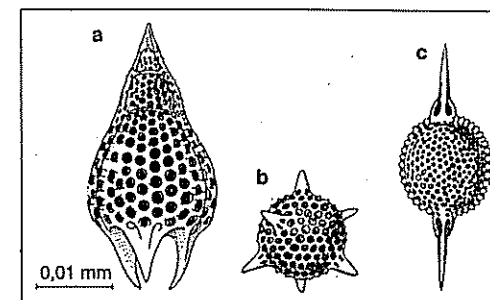


Ryc. 90. Pancerzyki otwornic

9.1.2. Typ: Promienionózki (Actinopoda)

9.1.2.1. Gromada: Radiolarie, Promienice (Radiolaria)

Radiolarie mają delikatny, ażurowy szkielet, zbudowany z opalu (ryc. 91). Pierwotniaki te są morskim planktonem i obecnie przyczyniają się do tworzenia ilów i mułów radiolariowych. Z pancerzyków kopalnych form utworzyły się radiolaryty. Większość tych skał powstała w środowisku głębokowodnym. Jurajskie radiolaryty występują w Tatrach i Pieninach, kredowe są znane natomiast z Karpat Zewnętrznych. Niektóre gatunki radiolarii są wykorzystywane w stratygrafii mezozoiku i kenozoiku. Poziomy radiolariowe wyróżniono w ilach miocenich zapadliska przedkarpaciego, gdzie skamieniałości te występują masowo.



Ryc. 91. Radiolarie (wg H. i G. Termier, 1960)
a — z paleogenu, b i c — z jury

9.1.3. Typ: Orzęski (Ciliata)

9.1.3.1. Nadrodzina: Kalpionellidy (Calpionellidae)

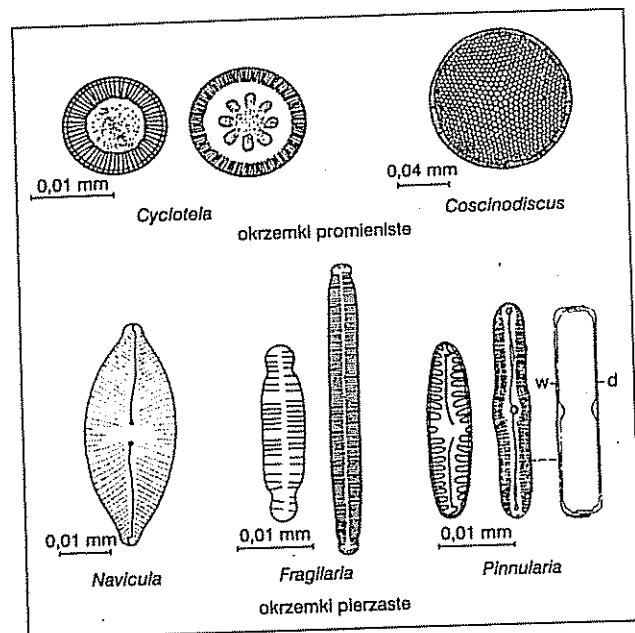
Kalpionelle są całkowicie wymarłe, planktonową grupą, najczęściej zaliczaną do orzęsków z rzędu Tintinnina. Organizmy te wytwarzały kalcytowe skorupki w kształcie dzwoneczków lub amfor z kołnierzykiem wkoło ujścia. Ich wymiary wahają się od 30 do 160 μm . Kalpionelle występują w wapieniach pelitowych i marglach górnej jury i dolnej kredy obszaru Karpat. Dla osadów tych są ważną skamieniałością przewodnią.

9.1.4. Typ: Złocienice (Chrysophyta)

9.1.4.1. Gromada: Okrzemki (Bacillariophyceae, Diatomeae)

Okrzemki to morskie lub słodkowodne glony, pospolite we wszystkich strefach klimatycznych. Są to organizmy jednokomórkowe, niekiedy łączące się w kolonie. Wysycany krzemionką pancerzyk tych glonów na ogół osiąga wymiary 4-1500 μm (ryc. 92). Jego górna, zwykle większa część (wieczko), przykrywa dolne denko, upodabniając pancerzyk do pudełeczka. Wierzch wieczka oraz spód denka (okrywy) są zwykle bogato ornamentowane przez bruzdy oraz grzbieciki, listewki i guzki. Występują tu także liczne pory, będące ujściami kanałów lub komór (areol) znajdujących się w ścianie okryw. **Okrzemki promieniste** mają pancerzyki w kształcie wydłużonych walców, bębenków lub talarków. Okrywy ich są okrągłe, rzadziej wielokątne, z ornamentacją nieregularną lub promienistą. **Okrzemki pierzaste** cechują się natomiast spłaszczonym pancerzykiem, z wydłużonymi okrywami o zarysie elipsoidalnym, łódkowatym lub prostokątnym. Prążki lub żeberka są ułożone pierzście. W pancerzykach niektórych gatunków występuje podłużna szczelina, przez którą przepływa śluz, umożliwiający przesuwanie się organizmu po podłożu.

Pierwsze okrzemki są znane z jury, ale częste są dopiero w osadach kredy. Zespoły okrzemek są niekiedy wykorzystywane w stratygrafii, ale głównie są przydatne do interpretacji niektórych parametrów kopalnego środowiska, takich jak temperatura i zasolenie wody. Z nagromadzonych pancerzyków tych organizmów powstała krzemionkowa skała zwana diatomitem. Paleogeńskie i neogeńskie diatomity występują w przemysłowych Karpatach. Oblicza się, że na 1 cm^3 ziemi okrzemkowej (słabo scementowana odmiana diatomitu) przypada aż 2,5 mld okrzemek. Współcześnie ze szczątków tych glonów tworzy się głębokowodny muł okrzemkowy.



Ryc. 92. Okrzemki

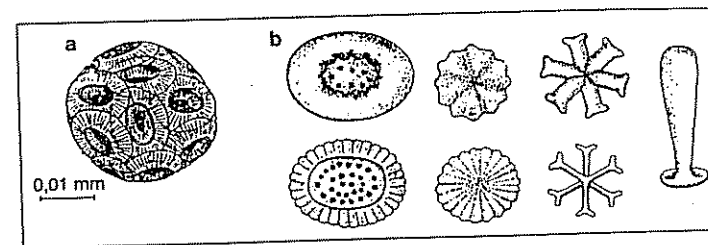
Na rysunku przedstawiającym pancerzyk widziany z boku oznaczono: w — wieczko i d — denko

PRZYKŁADY RODZAJÓW OKRZEMEK (ryc. 92):

Coscinodiscus (kreda-dziś) — pancerz płytkowaty lub bębenkowaty; okrywy okrągłe z okrągłymi lub wielobocznymi areolami, ułożonymi równomiernie lub zgrupowanymi w promieniste rzędy; w centrum okrywy występuje niekiedy gładkie pole lub rozeta areol;
Cyclotella (paleogen-dziś) — pancerz płytkowaty lub krótkocylintryczny; okrywy okrągłe, z promienistymi żeberkami i bruzdami; pole centralne gładkie lub z grupą małych porów;
Navicula (paleogen-dziś) — pancerzyk o okrywach eliptycznych, łódeczkowatych lub listewkowatych; końcówki pancerzyka szpiczaste, zaokrąglone lub główkowate; szczelina na obydwu okrywach; prążki punktowane, tzn. złożone z maleńkich otworków lub szczeliniek;
Pinnularia (paleogen-dziś) — pancerzyk podobny do *Naviculi*, ale z gładkimi, grubymi prążkami (komory w ścianie okryw otwierają się do wnętrza pancerzyka);
Fragilaria (paleogen-dziś) — pancerzyk wydłużony, bez szczelin; końce zaokrąglone lub główkowate; pierzasto ułożone prążki gładkie lub niewyraźnie punktowane.

9.1.4.2. Gromada: Kokolitowce (Coccolithophorales)

Kokolitowce są planktonowymi glonami, żyjącymi prawie wyłącznie w środowisku morskim, w strefie międzyzwołnikowej. Organizmy te mają jedno- lub wielowarstwowy pancerzyk (kokosferę), o wymiarach od 5 do 50 μm (ryc. 93). Jest on złożony z wapienych (głównie kalcytowych) płytek, zwanych **kokolitami** (ryc. 93). Płytki te, o średnicy



Ryc. 93. Kokolitowce (wg W.P. Masłowa 1963)

a — kokosfera współczesnego gatunku *Coccolithus pelagicus*, b — pojedyncze kokolity, w różnej skali

1-25 μm , są okrągłe, eliptyczne, wieloboczne, gwiazdaste itp. Niektóre są ponadto zaopatrzone w długie centralne wyrostki. Po śmierci organizmu płytki rozsypują się i w osadzie rzadko zachowują się całe kokosfery. Detale budowy kokolitów, będące podstawą przy wydzieleniu gatunków, są widoczne dopiero w mikroskopie elektronowym.

W jurze, kredzie i kenozoiku szczątki tych organizmów przyczyniły się do powstania niektórych pelagicznych skał węglanowych, które składem odpowiadają tworzącym się współcześnie mułom kokolitowym. W kredzie piszącej kokolity stanowią na ogół 10-75% (czasami nawet 90%) objętości skały. W Polsce kreda pisząca wieku późnokredowego występuje na Wyżynie Lubelskiej i Podlasiu. Kokolity są także wykorzystywane w stratygrafii kredy, paleogenu i neogenu.

9.2. Królestwo: Zwierzęta (Animalia)

9.2.1. Typ: Stawonogi (Arthropoda)

9.2.1.1. Gromada: Małżoraczki (Ostracoda)

Małżoraczki są niewielkimi skorupiakami, zazwyczaj o wymiarach 0,5-7 mm. Występują one w zbiornikach morskich, brakicznych (wysłodzonych) oraz w słodkowodnych. Prowadzą głównie bentosowy, rzadziej planktonowy tryb życia. Grzbietowa część chitynowego pancerza u małżoraczek jest przekształcona w dwuczęściową, przepojoną węglanem wapnia skorupkę, która obejmuje całe ciało zwierzęcia. Skorupki te są poprzęglane kanalikami, przez co mają one porowatą strukturę. Ich zewnętrzna powierzchnia jest gładka lub pokryta guzkami, dołeczkami, bruzdami, kolcami itp. W części grzbietowej, na styku połączonych więzadłem skorupki, znajduje się zawias, składający się z systemu ząbków i dolków. Skorupki są zamykane za pomocą mięśni, których odciski są widoczne po ich wewnętrznej stronie.

Pancerzyki małżoraczek są wykorzystywane jako skamieniałości przewodnie zwłaszcza dla ordowiku, syluru i w mniejszym stopniu dla dewonu, triasu i jury. Zwierzęta te są ponadto dobrym wskaźnikiem niektórych parametrów kopalnego środowiska (głównie zasolenia i temperatury). Masowe występowanie bentosowych małżoraczek przyczyniło się do powstania sylurskich wapieni beyrichidowych. Skały te na terenie Polski występują w postaci narzutiaków polodowcowych.

PRZYKŁADY RODZAJÓW MAŁŻORACZKÓW (ryc. 94):

Leperditia (sylur-dewon) — pancerzyk bardzo duży (nawet do 3 cm), grubościenny, gładki, rozszerzony w tylnej części; brzeg grzbietowy długi, prosty, brzuszny zaś zaokrąglony; wyraźne guzki oczne; zawias pozbawiony ząbków;

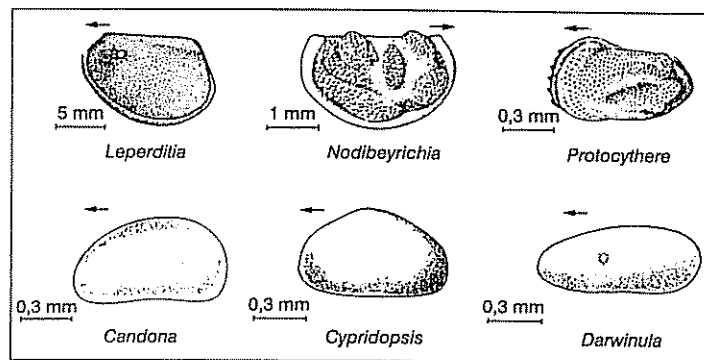
Beyrichia (sylur-dewon) — pancerzyk duży (do 3 mm), grubościenny, z trzema wybrzuszeniami, z których dwa zewnętrzne są znacznie większe od środkowego; wybrzuszenia zwykle pokryte drobnymi brodawkami; brzeg zawiasowy prosty, brzuszny wypukły; zawias bez ząbków. Rodzaj ten został rozdzielony na szereg pokrewnych rodzajów, np. *Nodibeyrichia* z przednim i tylnym płatem podzielonym bruzdami na 2-3 mniejsze płyty;

Protocythere (jura-kreda) — pancerzyk owalno-trapezowaty; brzeg przedni szeroki i zaokrąglony, zwykle z rzadkimi, małymi ząbkami, które mogą występować także na tylnym brzegu; powierzchnia pancerzyka siateczkowata, z podłużnymi wałeczkami;

Darwinula (perm-dziś) — pancerzyk gładki, silnie wydłużony, z większą prawą skorupką; skorupki najszersze w tylnej części, zwężają się ku przodowi; brzeg grzbietowy lekko wypukły, brzuszny prawie prosty;

Candona (jura-dziś) — pancerzyk gładki, owalny lub fasolkowaty; brzeg zawiasowy wypukły, brzuszny zaś zwykle wklęsły;

Cypridopsis (plejstocen-dziś) — pancerzyk w kształcie zaokrąglonego trójkąta z zagiętym pod kątem brzegiem grzbietowym; skorupki równe lub jedna większa; powierzchnia skoruppek gładka lub z dołeczkami.



Ryc. 94. Malżoraczki
strzałką oznaczono przód pancerzyka

9.2.2. Typ: Strunowce (Chordata)

9.2.2.1. Gromada: Konodonty (Conodonta)¹

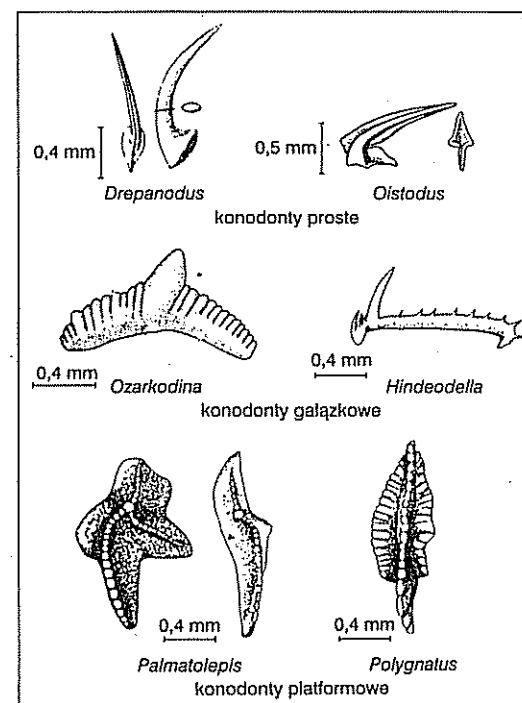
Konodonty to zębkształtne płytki zbudowane z fosforanu wapnia (z apatyty), na ogół o wymiarach od 0,2 mm do 5 mm. Do niedawna konodonty były uważane za elementy

¹ Nazwa konodonty obecnie jest stosowana zarówno do płytek, jak i do organizmów, które je wytwarzały.

gębowe morskich bezkręgowców (np. pierścienic, szczecioszczękich). Ze względu na ich skład chemiczny i sposób wzrostu wiązano je także ze strunowcami. Tezę tę potwierdziły, pochodzące z kambru Szkocji, szczątki niewielkiego zwierzęcia z zachowanym aparatem gębowym i odciskiem tkanek miękkich. Obecnie zwierzęta te zwykle wyodrębnia się jako oddzielną gromadę kręgowców, ale ich pozycja systematyczna nadal nie jest w pełni wyjaśniona.

Z uwagi na pokrój płytek najczęściej wyróżnia się trzy typy konodontów: **proste** — mające postać pojedynczych stożków; **platformowe** — w kształcie płaskiej płytki z górną powierzchnią zaopatrzoną w grzbiecik, składający się z ustawionych w rzędzie ząbków lub guzków; **złożone** inaczej gałązkowe — na listewce jest osadzony szereg różnej wielkości ząbków, z których jeden jest wyraźnie większy od pozostałych. Oprócz pojedynczych płytek, w skałach są znajdowane także zespoły konodontów tworzące aparat gębowy zwierzęcia. Znaleźiska te są jednak zbyt rzadkie, aby można było w pełni stosować systematykę naturalną, przyporządkowującą luźne płytki do określonych gatunków.

Najstarsze konodonty są znane z kambru. Od ordowiku po trias występują one licznie w morskich osadach zarówno płytkowodnych, jak i pelagicznych. Poszczególne gatunki mają szeroki zasięg geograficzny, co wskazuje, że były one organizmami planktonowymi lub nektonowymi. Dla powyższych okresów konodonty są doskonałymi skamieniałościami przewodnimi. Odegrały one zwłaszcza istotną rolę w ustalaniu wieku niektórych skał dewońskich i karbońskich obszaru sudeckiego. W Polsce



Ryc. 95. Konodonty

konodonty licznie występują przede wszystkim w głazach narzutowych, w utworach paleozoicznych Gór Świętokrzyskich oraz w osadach karbonu i triasu rejonu śląsko-krakowskiego.

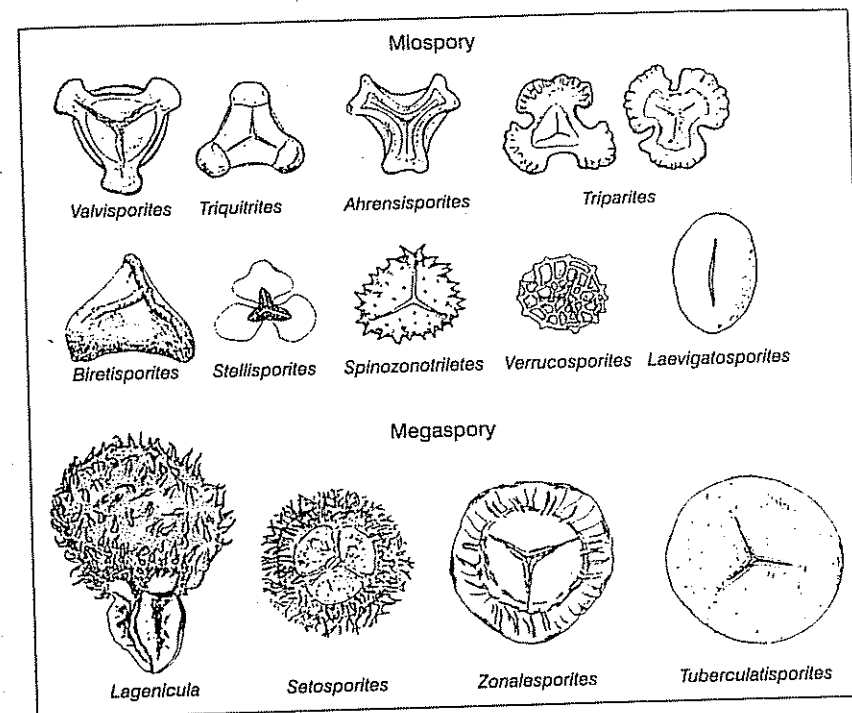
PRZYKŁADY RODZAJÓW KONODONTÓW (ryc. 95):

Drepanodus (ordowik-dewon) — konodont w kształcie łukowato wygiętego stożka; w przekroju soczewkowaty, z ostrą krawędzią przednią i tylną; powierzchnie boczne gładkie;
Oistodus (ordowik) — konodont w kształcie spłaszczonego bocnie, ostrokrawędzistego stożka, nachylonego do podstawy pod kątem ok. 45°; na jednej lub na obydwu bocznych powierzchniach wierzchołka znajduje się grzbiecik;
Palmatolepis (dewon) — konodont platformowy o zarysie romboidalnym lub trójkątnym; platforma wewnętrzna, często z bocznymi wyrostkami; wygięty grzbiecik, zwykle z pojedynczym większym guzkiem; powierzchnia platformy na ogół guzkowata;
Polygnatus (dewon-karbon) — liściokształtny konodont; platformy najczęściej z guzkami lub poprzecznymi grzbiecikami, rozdzielone szeregiem ząbków lub guzków;
Hindeodella (ordowik-trias) — konodont złożony z dwóch gałązek, ustawionych pod kątem prostym lub rozwartym; gałązka przednia krótka, z ząbkami o podobnej wielkości; tylna gałązka długa, z głównym, pochylonym do tyłu zębem, położonym w początkowej części oraz z licznymi mniejszymi ząbkami, o różnej długości;
Ozarkodina (sylur) — konodont złożony z dwóch, podobnej długości, łukowato wygiętych gałązek; ząb główny na styku gałązek; pozostałe, podobnej długości ząbki bardzo gęsto ułożone na obydwu gałązkach.

9.3. Królestwo: Rośliny (Plantae)

9.3.1. Pyłki i zarodniki

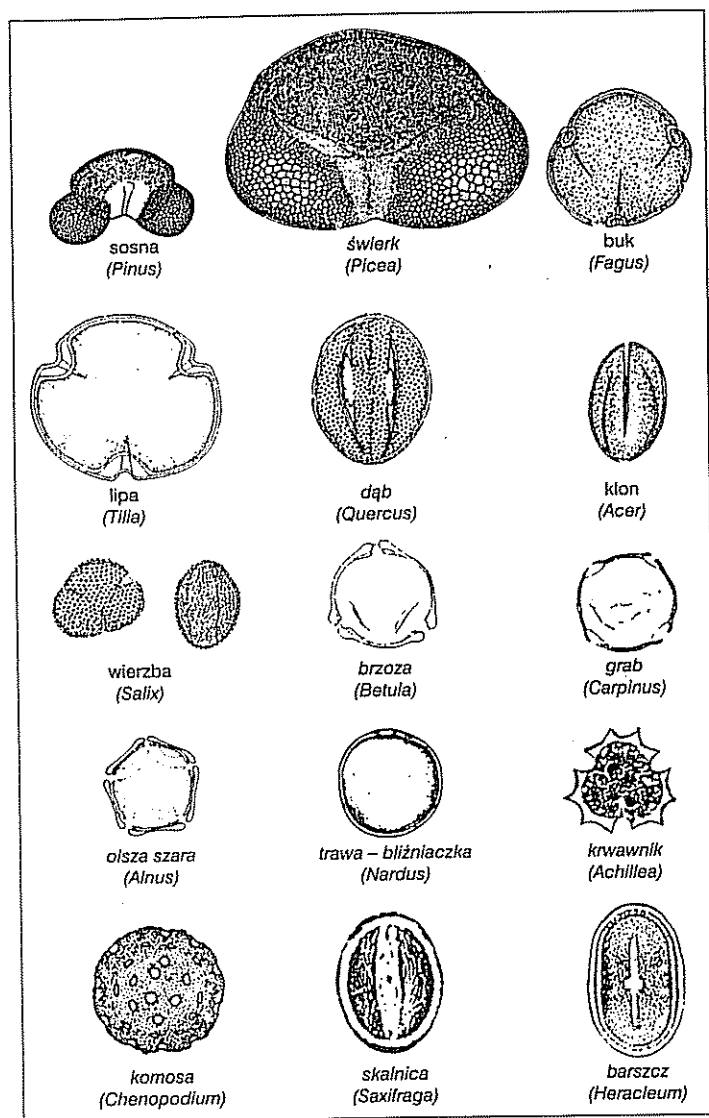
Zarodniki (ryc. 96) i pyłki (ryc. 97), czyli **sporomorfy**, są wytwarzane przez rośliny w celach rozrodczych. Poszczególne grupy paprotników wytwarzają jednakowe zarodniki lub zróżnicowane na mega- i mikrospory. W pierwszym przypadku, z zarodników wyrasta obupłciowy gametofit. U paprotników różn zarodnikowych gametofity żeńskie powstają z dużych **megaspór**, których średnica wynosi ok. 400 µm (niektóre dochodzą nawet do 0,5 mm). Z **mikrospór**, których wielkość waha się najczęściej od 5 do 50 µm, rozwijają się gametofity męskie. Przyporządkowanie zarodników do określonego, kopalnego gatunku paprotnika często jest niemożliwe, gdyż są one znajdowane w osadzie poza rośliną rodzicielską. Problemem jest niekiedy także ustalenie, jakiego typu jest dana spora. Z tego względu umownie przyjęto, że spory powyżej 200 µm zalicza się do megaspór, wszystkie zaś mniejsze spory są nazywane ogólnie **miosporami**. Ze względu na kształt, zarodniki można ogólnie podzielić na formy o symetrii bilateralnej (dwubocznej) z jednym, podłużnym znakiem zrostu (śląd połączenia z trzema pozostałymi zarodnikami, powstałymi z tej samej komórki macierzystej) lub promieniste z trójpromiennym znakiem zrostu. Powierzchnia zarodników jest gładka, chropowata, z guzkami lub z różnego kształtu wyrostkami. U roślin nasiennych odpowiednikiem mikrospór jest ziarno pyłku. Jego zadaniem jest dostarczenie męskich komórek rozrodczych do orga-



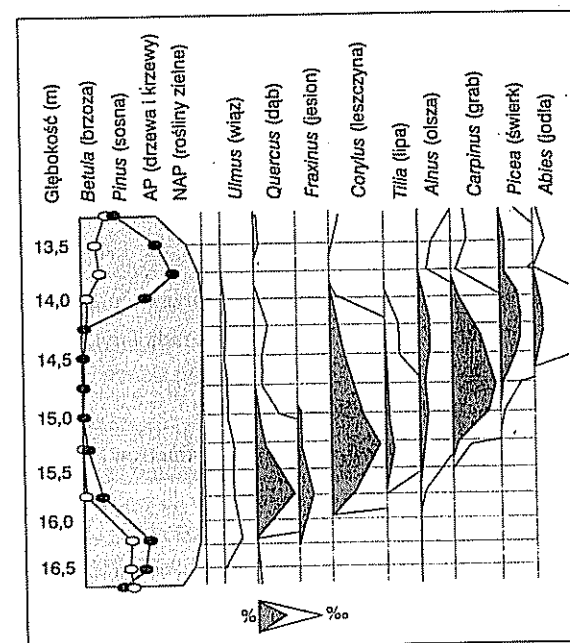
Ryc. 96. Zarodniki roślin karbońskich; silnie powiększone, w różnej skali

nów żeńskich. Ziarna pyłków przenoszone przez wiatr mają gładką powierzchnię i często są zaopatrzone w worki powietrzne. Ornamentowana powierzchnia jest natomiast typowa dla pyłków roślin owadopylnych.

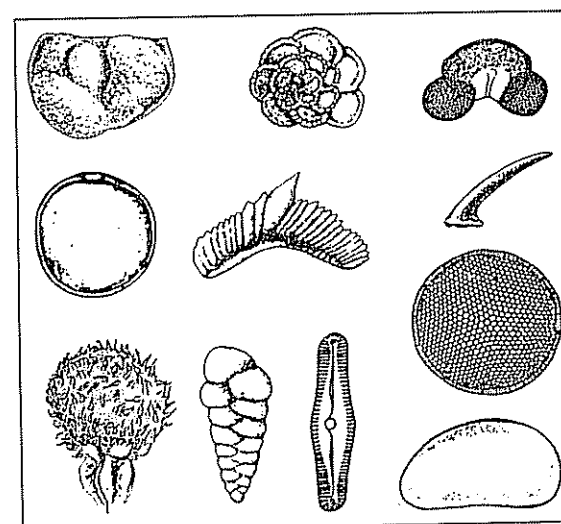
Najstarsze zarodniki występują w osadach syluru, natomiast ziarna pyłków są znane od karbonu. W stanie kopalnym zachowuje się tylko zewnętrzna część błony komórkowej sporomorf (egzyna), zbudowana z bardzo odpornej substancji organicznej. Pyłki i zarodniki, choć najczęściej towarzyszą makroszczątkom roślinnym, mogą więc występować także w osadach, w których inne organy roślin się nie zachowały. Są wtedy jedynym źródłem informacji o roślinności występującej na danym terenie w czasie tworzenia się osadu. Zespoły kopalnych sporomorf są powszechnie wykorzystywane w stratygrafii utworów lądowych, zwłaszcza karbonu i permu. Analiza pyłkowa ma duże znaczenie także dla stratygrafii czwartorzędu. Procentowy skład zespołu pyłków i zarodników pozwala na odtworzenie kopalnej szaty roślinnej danego rejonu, przy czym ilość sporomorf nie jest wprost proporcjonalna do udziału danego gatunku w zbiorowisku roślin. Część pyłków może pochodzić z innego terenu, a ponadto rośliny wiatropylne produkują znacznie więcej pyłków niż gatunki owadopylne. Zmiany zachodzące w składzie zespołów pyłków w profilu są przedstawiane w formie diagramów pyłkowych (ryc. 98). Na ich podstawie jest możliwe odtworzenie sukcesji szaty roślinnej, będącej odzwierciedleniem zmian klimatycznych w danym okresie.



Ryc. 97. Ziarna pyłków roślin czwartorzędowych; silnie powiększone, w różnej skali



Ryc. 98. Diagram pyłkowy z osadów interglacjalu eemskiego ze stanowiska Kuców z.II c (wg Z. Bałwierz 1998)



Ryc. 99. Rysunek ćwiczeniowy

PYTANIA KONTROLNE

1. Gdzie występują i jakiego wieku są wapienie numulitowe?
2. Wymień otwornice planktonowe?
3. Do jakiej grupy organizmów należą małżoraczki?
4. Z jakiej substancji mineralnej zbudowane są pancerzyki: radiolari, otwornic, okrzemek, konodontów, małżoraczków?
5. Jaką funkcję pełniły konodonty?
6. W jakich okresach konodonty są skamieniałościami przewodnimi?
7. Pancerzyki jakich organizmów tworzą: kredę piszącą, radiolaryt, diatomit?
8. Co to są sporomorfy?
9. Jakie zastosowanie mają diagramy pyłkowe?
10. Które z opisanych grup są przydatne do określania parametrów kopalnego środowiska?

ĆWICZENIE

1. Rozpoznaj mikroskamieniałości przedstawione na rycinie 99. Określ ich przynależność do grupy i podaj, jakie jest ich znaczenie w geologii.

10

Skamieniałości roślinne

Paleobotanika jest działem paleontologii lub botaniki. Nauka ta zajmuje się badaniem organizmów roślinnych, żyjących w minionych epokach. Wiedza ta jest wykorzystywana w stratygrafii, paleoekologii i w paleoklimatologii. Poznawanie kopalnej flory jest trudne z uwagi na fakt, że znajdujące się w osadach szczątki roślin są fragmentarycznie zachowane i często nie można ich „skompletować” oraz przyporządkować nie tylko do określonego gatunku, ale nawet do jednego rodzaju. Z tego powodu w paleobotanice nie- rzadko stosuje się sztuczną systematykę organów, oddzielną dla liści, pni, zarodników, nasion itp. Organy te otrzymują własne nazwy rodzajowe i gatunkowe. Jeżeli uda się zrekonstruować całą roślinę, to będzie ona składać się z części mających różne nazwy.

Liczba danych o niektórych kopalnych grupach ciągle jest niedostateczna. Dotyczy to też grzybów i mszaków. Szczątki grzybów, głównie zarodniki, choć znane są już od kambru, to jednak należą do rzadkich skamieniałości i nie odgrywają większej roli w geologii. Niewielkie znaczenie mają również mszaki. Przydatne do badań paleośrodowiskowych są jedynie sfosylizowane mszaki, znajdujące się w utworach kenozoiku, głównie w pokładach torfu. W starszych utworach szczątki tych roślin są nieliczne i na ogół źle zachowane.

10.1. Królestwo: Rośliny (Plantae)

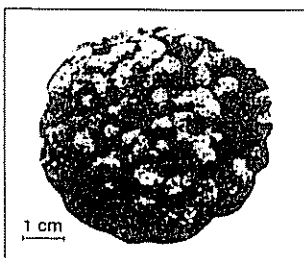
Do królestwa roślin zalicza się różne grupy glonów oraz rośliny telomowe (osiowe), obejmujące ryniofity, trymerofity, zosterofilofity, mszaki, widłakowe, skrzypowe, paprociowe, nagozależkowe wielko- i drobnolistne oraz okrytozależkowe¹. Aktualnie w systematykach botanicznych nie wyróżnia się psylofitów, paprotników, roślin nasienne (kwiatowych) oraz nagozależkowych jako odrębnych jednostek, ponieważ w świetle obecnych badań są to grupy sztuczne, łączące organizmy roślinne o odległym pokrewieństwie. W niniejszym opracowaniu nawiązano do tych nadrzędnych, tradycyjnie wydzielanych grup, z uwagi na ich częste stosowanie w literaturze geologicznej.

¹ W tym rozdziale przyjęto systematykę roślin lądowych według A. i J. Szwejkowskich, 2001 r.

10.1.1. Glony (Algae)

Terminem glony określa się samożywne, głównie wodne, bardzo zróżnicowane pod względem budowy organizmy. Obejmują one wiele bliżej niespokrewnionych ze sobą gromad. Wśród nich są formy jednokomórkowe z wyodrębnionym jądrem komórkowym (patrz podrozdz. 9.1 — *Królestwo protisty*) i rośliny wielokomórkowe, mogące osiągać znaczne rozmiary. Wyżej zorganizowane glony wytwarzają twory pędo- i liściopodobne oraz chwytniki, które mocują roślinę w podłożu. Pomimo podobieństwa kształtów do organów roślin naczyniowych, są to plechy, które nie mają zróżnicowanych, wysoko wyspecjalizowanych tkanek.

W stanie kopalnym dobrze zachowują się tylko nieliczne gatunki glonów, należące głównie do dwóch gromad, **zielenic** (Chlorophyta) i **krasnorostów** (Rhodophyta). Niektóre z nich mają ściany komórkowe inkrustowane związkami mineralnymi, zwłaszcza węglanem wapnia (tzw. glony wapienne). Współcześnie rośliny te rozwijają się w zbiornikach słodkowodnych oraz morskich i są dobrym wskaźnikiem kopalnego środowiska. Sfossylizowane szczątki tych glonów są częste w mezozoicznych utworach rafowych w Karpatach. Szczególnie liczne są w skałach triasowych Tatr, gdzie zielenice z grupy diplopor są formami przewodnimi oraz skałotwórczymi (dolomity diploporowe). Jurajskie, wapienne glony występują masowo w niektórych warstwach w Górach Świętokrzyskich i zapadlisku przedkarpackim. Pozwalają one na wydzielenie lokalnych poziomów, służących do korelacji stratygraficznej. Pospolite w neogenie bryłowate, silnie zwapniałe plechy morskich krasnorostów z rodzaju *Lithothamnium* (ryc. 100), przyczyniły się do powstania wapieni litotamniowych. Skały te są znane z miocenu zapadliska przedkarpackiego oraz z jego północnego obrzeżenia.



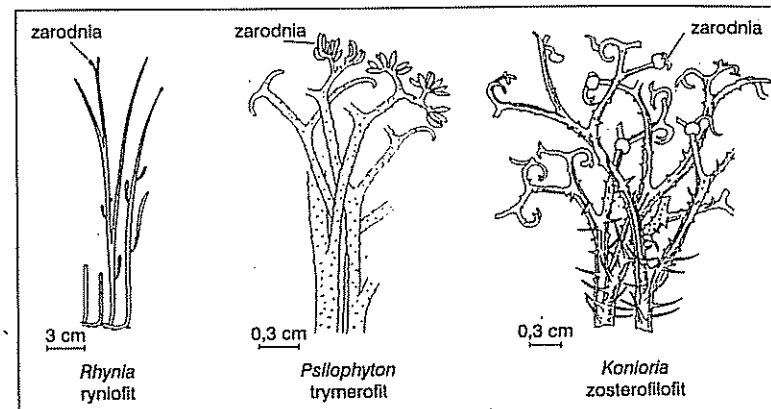
Ryc. 100. *Lithothamnium*

10.1.2. Gromada: Rośliny telomowe, osiowe (Embryophyta)

Rośliny telomowe to formy lądowe o złożonej budowie ciała. Występuje u nich przemiana pokoleń z dominującym stadium sporofitu (poza mszakami). Zaliczane tu grupy reprezentują kilka linii ewolucyjnych, wywodzących się z różnych grup „psylofitów” — z trymerofitów i z zosterofilofitów. Za wspólnych przodków wszystkich telomowych uznaje się rynyofity.

10.1.2.1. Najstarsze rośliny lądowe

Wymarłe, prymitywne rośliny lądowe z późnego syluru i wczesnego dewonu dawniej były zaliczane do jednej podgromady psylofitów. Opisane gatunki bardzo różnią się między



Ryc. 101. Najstarsze rośliny lądowe (wg D. Zdebskiej 1982, 1986 oraz A. i J. Szwejkowskich 2001)

sobą budową pędów oraz wykształceniem organów rozrodczych, dlatego obecnie podzielono psylofity na trzy odrębne podgromady: **ryniofity**, skupiające formy o najprostszej budowie oraz bardziej zaawansowane **trymerofity** i **zosterofilofity** (ryc. 101).

Rośliny te rosły na terenach bagiennych pojedynczo lub też tworzyły zwarte zbiorowiska. Były formami zielnymi. Osiągały wymiary 10-50 cm (maksymalnie ok. 1 m). Cechały się prymitywną budową — nie miały liści ani korzeni. Ich pędy były gładkie lub pokryte kolcokształtnymi wyrostkami. Wodę z podłoża czerpały za pomocą chwytników. W odróżnieniu od glonów miały wykształconą wiązkę przewodzącą oraz skórę z aparatami szparkowymi. Z płójących się lub z podziemnych kłaczy wyrastały pędy, które u rynyofitów dzieliły się widlasto na dwa jednakowe odgałęzienia, zakończone pojedynczymi zarodniami. U zosterofilofitów, a także u trymerofitów zarodnie często były zebrane w kłasy lub grona. W obydwu tych grupach pojawiła się tendencja do wykształcenia głównego pędu, a u trymerofitów także do położenia zarodni na bocznych odgałęzieniach.

Stanowiska ze szczątkami pierwszych roślin lądowych występują na różnych kontynentach. Szczególnie liczne są zwłaszcza w formacji old red. Najbardziej znanymi rodzajami są *Rhytnia*, *Aglaophyton*, *Cooksonia*, *Psilophyton* i *Zosterophyllum* (ryc. 101). Uwęglone pędy niektórych form zostały znalezione także w Sudetach, w Górach Świętokrzyskich (rodzaj *Psilophyton*), a także w skałach z otworów wiertniczych z obszaru radomsko-lubelskiego (*Sawdonia*) i z rejonu Karpat Zachodnich (*Konioria*) (ryc. 101).

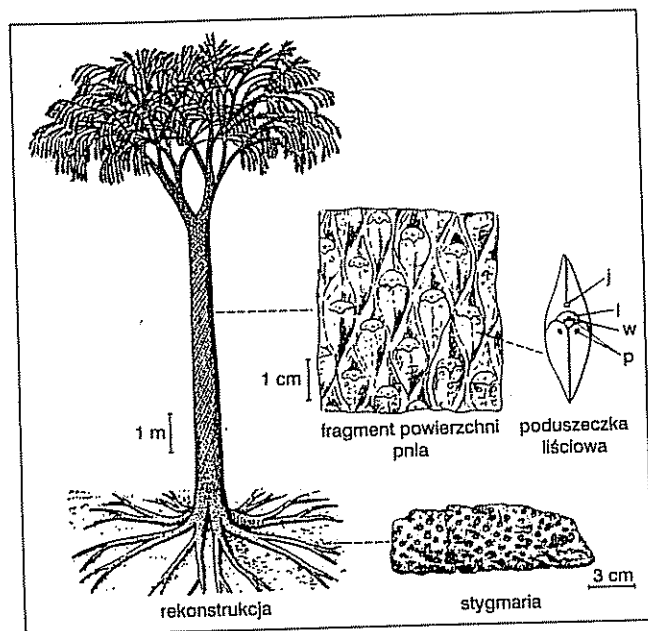
10.1.2.2. Paprotniki (Pteridophyta)

Paprotniki to sztuczna grupa obejmująca podgromadę widłakowych, skrzypowych i paprociowych. Rośliny te mają wyodrębniony korzeń, łodygę i liście. Wykształcenie tkanki przewodzącej, doprowadzającej wodę i substancje pokarmowe do odległych organów, pozwoliło paprotnikom w przeszłości osiągnąć znaczne rozmiary. Kopalne gatunki mogły dochodzić do 40 m wysokości. Paprotniki rozmnażają się bezpłciowo za pomocą zarodników. W przemianie pokoleń dominuje stadium sporofitu nad gametofitem, którym jest plechowate przedrośle. W dewonie pojawiły się formy wyjściowe dla wszystkich

znanych grup paprotników, których szczyt rozwoju przypadł na karbon i perm. W tym czasie rośliny te porastały podmokłe tereny, tworząc duże zbiorowiska. Z nagromadzonych, obumarłych paprotników powstały pokłady węgla kamiennego. Makroszczątki tych roślin i ich zarodniki (patrz rozdz. 9) są wykorzystywane w stratygrafii osadów lądowych karbonu i permu. Z końcem paleozoiku nagozależkowe zaczęły wypierać paprotniki. W Polsce paprotniki są liczne przede wszystkim w utworach karbonu zagłębi węglowych. Występują one także w rejonie śląsko-krakowskim, w martwicy karniowickiej. Paprotniki dolnopermskie zostały znalezione w wielu stanowiskach w nieckach sudeckich. W młodszych osadach szczątki paprotników są dość często spotykane, ale nie mają one większego znaczenia.

10.1.2.2.1. Podgromada: Widłakowe (Lycophytina)

Widlaki obecnie reprezentują niewielkie rośliny zielne, natomiast wśród gatunków kopalnych liczne były formy mogące osiągać wysokość nawet 40 m. Drzewiaste widlaki wyrastały z płozących się lub zagłębionych w podłożu pędów tzw. stygmarii, które jednocześnie pełniły funkcję przewietrzającą (ryc. 102). Ich rozgałęzione pnie tworzyły na szczycie koronę. Były one pokryte poduszczkami liściowymi, których kształt i układ jest cechą charakterystyczną dla danego gatunku. Z poduszczyk wyrastały równowaskie liście. Zarodnie znajdowały się na górnej powierzchni liści zarodnikowych, które zebrane były w kłosa. Kopalne gatunki, podobnie jak współczesne, wytwarzały jednakowe zarodniki lub zróżnicowane na mikro- i megaspory.



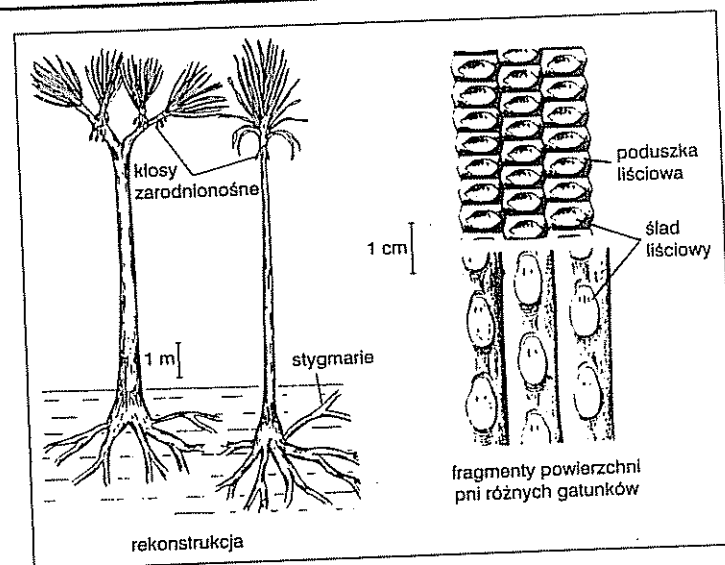
Ryc. 102. *Lepidodendron* (rekonstrukcja wg M. Hirmera 1927)

l — ślad liściowy, j — ślad języczka, w — ślad wiązki przewodzącej liścia, p — ślad po otworach tkanki przewietrzającej

Pierwsze, niewielkie widlaki pojawiły się we wczesnym dewonie. W karbonie i permie, w okresie ich maksymalnego rozkwitu, dominowały formy drzewiaste, zwłaszcza z rodzaju *Lepidodendron* (ryc. 102) i *Sigillaria* (ryc. 103). Ostatnie, okazałych rozmiarów widlaki, z rodzaju *Pleuromeia* (dochodzące do 2 m) wymarły w triasie.

PRZYKŁADY RODZAJÓW WIDŁAKOWYCH (ryc. 102 i 103):

Lepidodendron (górny dewon-perm) — prosty pień w górnym odcinku wielokrotnie rozgałęział się widlasto, tworząc rozłożystą koronę; wydłużone liście wyrastały z romboidalnych poduszek liściowych, które były ułożone skrótolegle; na dobrze zachowanych poduszczykach, oprócz blizny po liściu znajduje się ślad wiązki przewodzącej liścia, otwory tkanki przewietrzającej oraz języczka (wrostka służącego do zbierania wody deszczowej);
Sigillaria (karbon-perm) — pień prosty, słabo lub w ogóle nierozgałęziony; poduszczyki liściowe ułożone w równowaskie, podłużne szeregi, oddzielone bruzdami; kształt poduszczyk w zależności od gatunku jest zbliżony do sześciokąta, prostokąta itp.; blizna liściowa zwykle duża, sześciokątna lub trapezowata; u niektórych gatunków poduszczyki zanikły;
Stigmaria (karbon-perm) — nazwa ta odnosi się do płożących się po podłożu lub położonych tuż pod powierzchnią organów drzewiastych widłaków, z których wyrastały korzenie przybyszowe; po ich odpadnięciu na powierzchni pozostawały okrągłe blizny.



Ryc. 103. *Sigillaria* (rekonstrukcja wg A. i J. Szwejkowskich 2001)

10.1.2.2.2. Podgromada: Skrzypowe (Sphenophytina)

Współczesne skrzypowe są na ogół niewielkimi roślinami zielnymi, sporadycznie dochodzącymi do 2 m wysokości. Wśród kopalnych grup występowały także formy płożące, takie jak klinolisty (ryc. 104) oraz gatunki drzewiaste, o wysokości do 30 m, reprezentowane przez kalamity (ryc. 104 i 105) i archeokalamity (ryc. 105). Pomimo wielkiej rozpiętości w wymiarach, wszystkie skrzypowe cechuje ten sam plan budowy.

Z podziemnych kłaczy wyrasta główny, członowany pęd. Poszczególne odcinki (międzywęzła) są przedzielone węzłami, z których wyrastają ułożone okółkowo liście oraz często boczne, również członowane odgałęzienia. U większości skrzypów pędy i odgałęzienia boczne mają wewnątrz kanał powietrzny i dlatego w stanie kopalnym najczęściej są znajdowane wewnętrzne odlewy pędów z podłużnymi prążkami — śladami wiązek przewodzących. Zarodnie skrzypów były zebrane w kłosa wyrastające na szczycie pędów.

Skrzypowe są znane od późnego dewonu. Po wymarciu z końcem permu form drzewiastych, w mezozoiku pojawiły się grupy zbliżone do współczesnych. W niektórych stanowiskach triasowej i jurajskiej flory skrzypy są istotnym komponentem. Zespół zdominowany przez skrzypy jest znany ze skał triasowych Tatr. Dziś skrzypowe są grupą reliktową, reprezentowaną tylko przez jeden rodzaj *Equisetum*.

PRZYKŁADY RODZAJÓW SKRZYPOWYCH (ryc. 104 i 105):

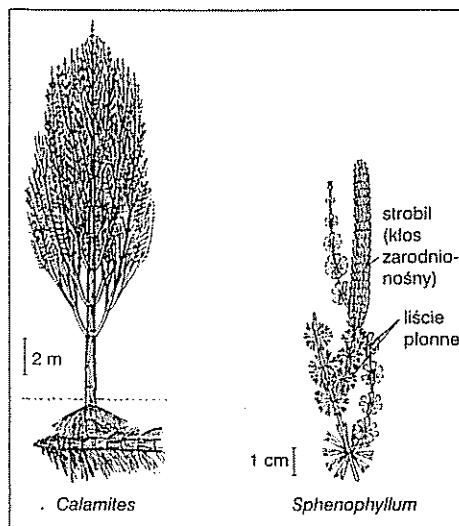
Archeocalamites (dolny karbon) — drzewiasty, rozgałęziony skrzyp; na wewnętrznych, członowanych odlewach pni, żeberka (ślady wiązek przewodzących) w węzłach nie zmieniają położenia; liście wąskie, kilkakrotnie, widlasto podzielone;

Calamites (karbon-perm) — drzewiasty skrzyp; na wewnętrznych odlewach pni żeberka w węzłach zmieniają swoje położenie i są ułożone naprzemianległe, tworząc zygzakowaty wzór; liście są opisywane jako *Annularia* i *Asterophyllites*. Nazwą *Calamites* obecnie określa się łącznie kilka rodzajów (np. *Diploclamites*, *Stylocalamites*), różniących się głównie rozgałęzieniem pnia;

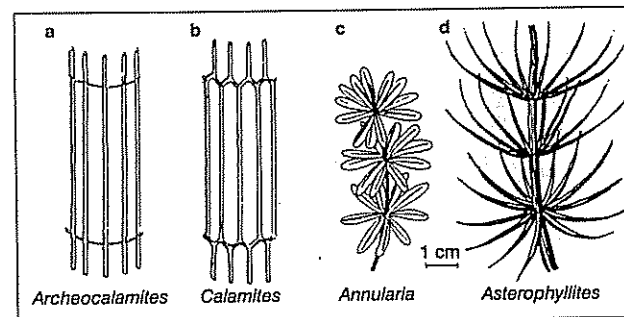
Annularia (karbon-perm) — liście w okółkach ustawione prostopadle lub lekko skośnie do łodygi, krótsze od międzywęzli;

Asterophyllites (karbon-perm) — liście w okółkach, równowąskie, z jednym nerwem, ustawione skośnie do pędu, dłuższe od międzywęzli;

Sphenophyllum (karbon-perm) — zielny skrzyp z grupy klinolistów, o rozgałęzionych, długich i cienkich pędach, pełnych w środku; liście klinowate, często z ząbkowanym zakończeniem blaszki.



Ryc. 104. Skrzypowe — rekonstrukcja kalamita i klinolisty (wg A. i J. Szwejkowskich 2001)



Ryc. 105. Skrzypowe

a i b — układ wiązek na wewnętrznych odlewach pędów, c i d — pędy z liśćmi w okółkach

10.1.2.2.3. Podgromada: Paprociowe (Pterophytina)

Przedstawiciele paprociowych mają bardzo zróżnicowane wymiary. Reprezentowane są przez niewielkie rośliny, u których liście wyrastają bezpośrednio z kłacza, jak również przez duże formy drzewiaste, z wykształconym pniem i kilkumetrowymi liśćmi. Blaszka liściowa może być duża, jednolita, ale najczęściej jest podzielona pierzasto (u niektórych gatunków nawet wielokrotnie) na mniejsze odcinki (ryc. 106). Na końcowych odcinkach są osadzone różnego kształtu listki ostatniego rzędu. Młode, rozwijające się liście paproci są charakterystycznie pastorałowato zwinięte. Zarodnie, zaopatrzone w mechanizmy otwierające, na ogół są umiejscowione na spodzie liści, gdzie grupują się po kilka, tworząc kupki. Współczesne, jak i kopalne paprocie, wytwarzają zarodniki jednego typu lub zróżnicowane na mikrospory i makrospory.

Paprocie, podobnie jak inne paprotniki, przeżyły okres świetności w karbonie i permie. Pod koniec paleozoiku znaczna ich część wymarła.

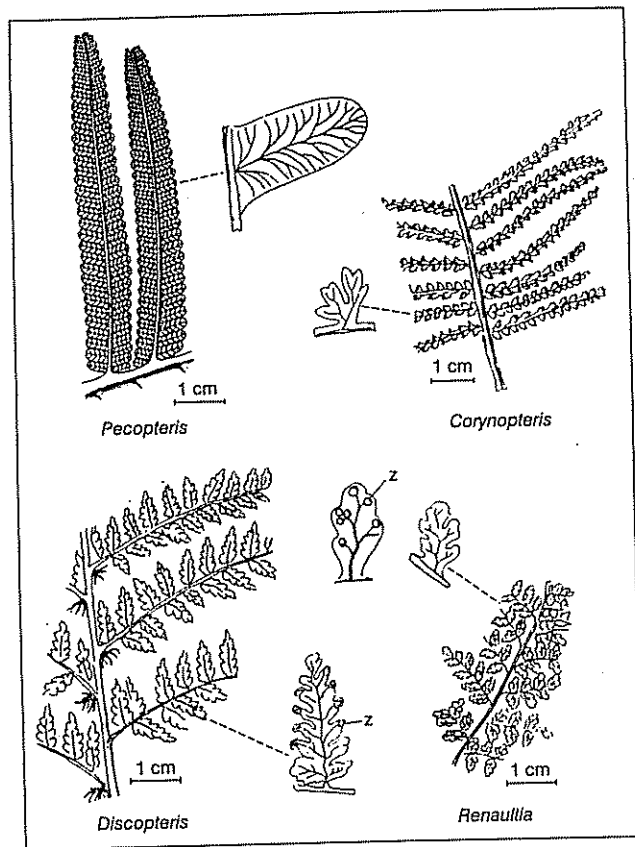
PRZYKŁADY RODZAJÓW PAPROCIOWYCH (ryc. 106):

Corynopteris (karbon) — duże, złożone liście podzielone kilkakrotnie; osie najczęściej pokryte bliznami po włoskach; listki ostatniego rzędu, podzielone na mniejsze, często ząbkowane latki, zwężają się ku podstawie;

Pecopteris (karbon-perm) — duże, pierzaste liście; listki na odcinkach ostatniego rzędu mają równoległe brzożę i zaokrąglony lub lekko szpiczasty wierzchołek; unerwienie ich jest pierzaste, z wyraźnym nerwem środkowym; szerokie nasady mogą się ze sobą stykać, ale rzadko się zrastają;

Discopteris (karbon) — liście pierzaste; listki ostatniego rzędu jajowate lub trójkątne, niektóre podzielone na latki; unerwienie pierzaste z wyraźnym nerwem środkowym; kupki zarodniowe półkoliste położone najczęściej na końcu nerwów przy szczycie latek lub pokrywają prawie całą dolną powierzchnię liścia;

Renaultia (karbon) — liście pierzaste, o cienkich osiach z podłużnym żeberkiem; jajowate, podzielone na latki listki zwężają się ku podstawie; unerwienie pierzaste; zarodnie jajowate ułożone pojedynczo lub po kilka na końcach rozgałęzień nerwów bocznych listka.



Ryc. 106. Liście paproci zarodnikowych (z — zarodnie na dolnej stronie listka)

10.1.2.3. Rośliny nasienne (Spermatophyta)

Rośliny nasienne mają dobrze wyodrębniony korzeń, łodygę i liście. Są najlepiej dostosowaną grupą roślin do życia na lądzie, bowiem do procesu zapłodnienia nie jest u nich konieczna woda. Rozmnażanie i rozprzestrzenianie gatunku odbywa się za pomocą nasion, które zawierają oprócz zarodka substancje pokarmowe, dzięki czemu są jednocześnie strukturami przetrwalnikowymi.

Porównanie kopalnych zespołów roślin nasiennych z dzisiejszymi grupami florystycznymi pozwala wnioskować o zachodzących zmianach klimatycznych. Makroszczątki, poza pokładami węgla kamiennego i brunatnego, są rzadsze niż sporomorfy i dlatego w stratygrafii oraz w paleoklimatologii są wykorzystywane często ziarna pyłku tych roślin (patrz rozdz. 9).

Rośliny nasienne, z uwagi na budowę elementów rozrodczych, dzieli się na dwie grupy — nagozalążkowe (inaczej nagonasienne) i okrytozalążkowe (okrytonasienne).

Wśród nagozalążkowych występują wyłącznie drzewa i krzewy. Mają one kwiaty jednopłciowe, pozbawione okwiatu. Najczęściej są one zebrane w szyszkowate kwiatostany. Nieosłonięte niczym zalążki rozwijają się na powierzchni owocolistków i w konsekwencji także nasiona są pozbawione osłonek. Obecnie nagozalążkowe podzielono na dwie podgromady — nagozalążkowe wielkolistne i drobnolistne. Uważa się bowiem, że grupy te stanowią niezależne od siebie linie rozwojowe.

Pierwsze nasiona są znane z dewonu. Nagozalążkowe zostały dobrze udokumentowane w osadach górnokarbońskich. Wywodzą się one z dewońskich pranagozalążkowych, do których jest zaliczany m.in. rodzaj *Archeopteris*, występujący w utworach górnego dewonu w Sudetach. Kordaity i paprocie nasienne, bujnie rozwijające się w paleozoiku, przyczyniły się do utworzenia węgla kamiennego. Powstanie węgla brunatnego natomiast jest związane z występującymi w paleogenie i neogenie zbiorowiskami drzew iglastych oraz różnych roślin okrytozalążkowych.

10.1.2.3.1. Podgromada: Nagozalążkowe wielkolistne (Cycadophytina)

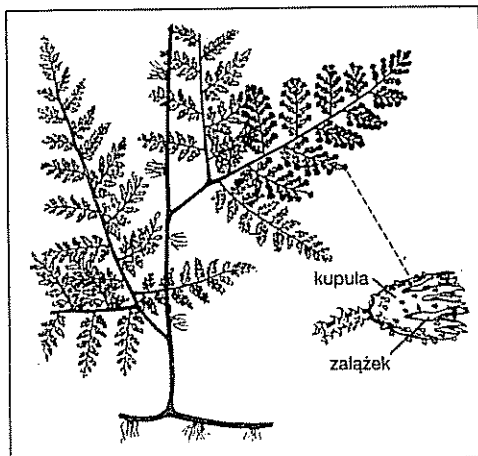
Grupa roślin nagozalążkowych, cechująca się stosunkowo niewielkim przyrostem łodygi na grubość oraz dużymi liśćmi o podzielonej blaszce liściowej.

10.1.2.3.1.1. Klasa: Paprocie nasienne (Pteridospermopsida)

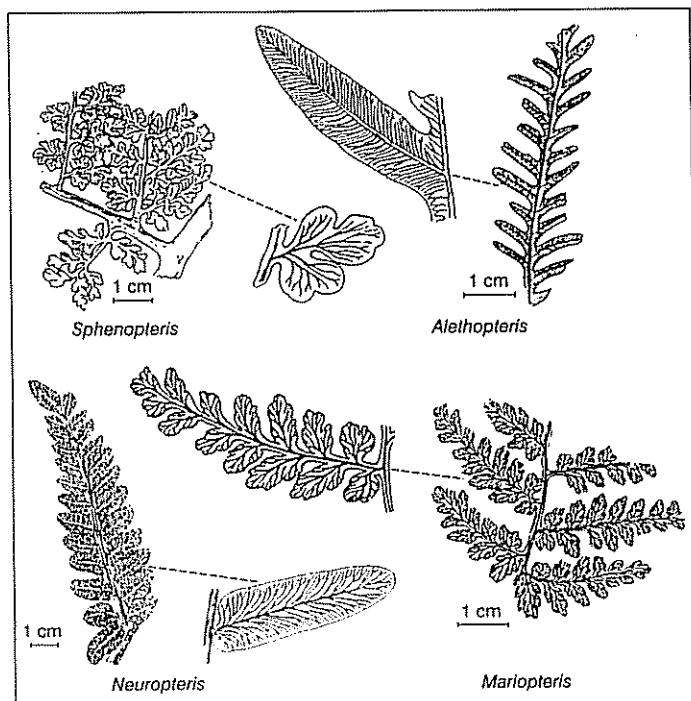
Paprocie nasienne są grupą całkowicie wymarłą. Rośliny te były niewielkimi drzewami lub pnączami (ryc. 107). Liście tych roślin są nie do odróżnienia od płonnych liści paproci zarodnikowych². Struktura wewnętrzna łodygi, zwłaszcza wtórnego drewna, była natomiast typowa dla prymitywnych nagonasiennych. Podstawą do zaliczenia tych roślin do nagozalążkowych jest budowa ich organów rozrodczych. Zalążki były otoczone specjalną osłonką (kupulą) i znajdowały się na końcach niektórych rozgałęzień blaszki liściowej.

Paprocie nasienne były pospolitymi roślinami w późnym paleozoiku. W Polsce w utworach karbonu i dolnego permu współwystępują one z paprotnikami (Górny i Dolny Śląsk, Zagłębie Lubelskie, rejon śląsko-krakowski). Liście tych roślin zostały znalezione także w cechszynie Gór Świętokrzyskich, ponadto w skałach triasowych na Górnym Śląsku (okolice Kluczborka) oraz w rejonie Wielunia i Rawicza. Do paproci nasiennych są zaliczane także permskie i triasowe glospterydy związane wyłącznie z kontynentem Gondwany oraz kajtoniowce, pospolite w triasie i jurze na kontynentach północnych. Charakterystyczne, podzielone dłoniasto liście kajtonii z rodzaju *Sagenopteris* oraz zalążki osłonięte kupulą zostały znalezione w utworach dolnej jury w rejonie Krakowa i w Górach Świętokrzyskich.

² Liście o niepewnej przynależności są zaliczane do sztucznej grupy roślin paprociolistnych (Pteridophylla).



Ryc. 107. Paproć nasienna *Lyginopteris* — rekonstrukcja (wg D. Zdebskiej 1998, zmienione)



Ryc. 108. Liście paproci nasiennych

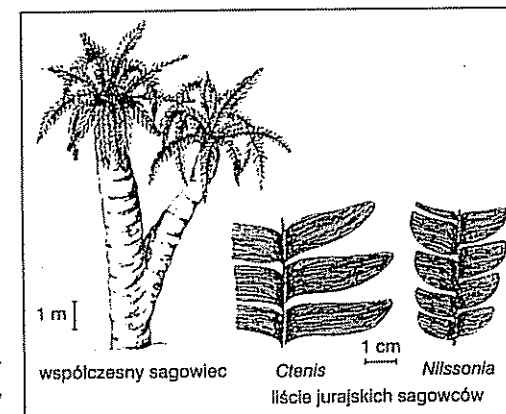
PRZYKŁADY RODZAJÓW PAPROCI NASIENNYCH (ryc. 108):

Sphenopteris (karbon-perm) — rośliny pnące, z dużymi liśćmi (nawet do 4 m długości); główna oś liścia rozwidla się tylko raz na dwie pierzasto podzielone części; odcinki boczne ustawione skośnie do osi; drobne listki ostatniego rzędu okrągłe lub jajowate, klinowate w nasadzie, całobrzegie lub podzielone na łatki; unerwienie pierzaste lub wachlarzowate;
Neuropteris (karbon-perm) — liście pierzaste; listki językowate lub okrągławe, najczęściej całobrzegie, silnie zwężone tuż przy nasadzie; unerwienie pierzaste, a na okrągłych listkach wachlarzowate;
Mariopteris (karbon) — rozłożyste, pierzaste liście rozwidlone dwukrotnie; oś liści u wielu gatunków poprzecznie żłobkowana; listki wydłużone, o karbowanych lub ząbkowanych brzegach; nasada listków klinowata;
Alethopteris (karbon-perm) — duże, pierzaste liście z wydłużonymi, lancetowatymi listkami, zakończonymi szpiczastym lub zaokrąglonym wierzchołkiem; unerwienie pierzaste z wyraźnym nerwem środkowym dochodzącym prawie do wierzchołka; listki o szerokiej nasadzie, która zbiega się wzdłuż osi i może łączyć się z sąsiednim listkiem.

10.1.2.3.1.2. Klasa: Sagowce (Cycadopsida)

Sagowce najczęściej są reprezentowane przez formy o krótkich i grubych pniach słabo rozgałęzionych, niekiedy podziemnych. Tylko nieliczne mają pnie sięgające kilkanaście metrów wysokości (ryc. 109). Pnie są zakończone pióropuszem pierzastych liści, których długość może przekraczać 1 m. Rośliny z wyglądu przypominają palmy, od których różnią się budową organów rozrodczych. Większość gatunków jest dwupienna — na wierzchołku pnia znajdują się kwiatostany męskie albo żeńskie mające najczęściej szyszkowatą postać.

Sagowce pojawiły się w permie. Maksymalny ich rozwój przypadł na jurę i wczesną kredę. Pod koniec mezozoiku zaczęły wymierać. Dziś są grupą reliktową, występującą wyłącznie w strefie międzyzwrotnikowej. Kopalne sagowce są niezbyt liczne, ale na terenie Polski zostały odnotowane w różnych stanowiskach. Najczęstsze są odciski liści, głównie z rodzaju *Ctenis* i *Nilssonia* (ryc. 109), występujące w utworach dolnej jury w północnej części Gór Świętokrzyskich (rejon Ostrowca) i w okolicach Krakowa (glinki ogniotrwałe Grojca). Wczesnokredowe sagowce zostały znalezione w okolicach Wieliczki.

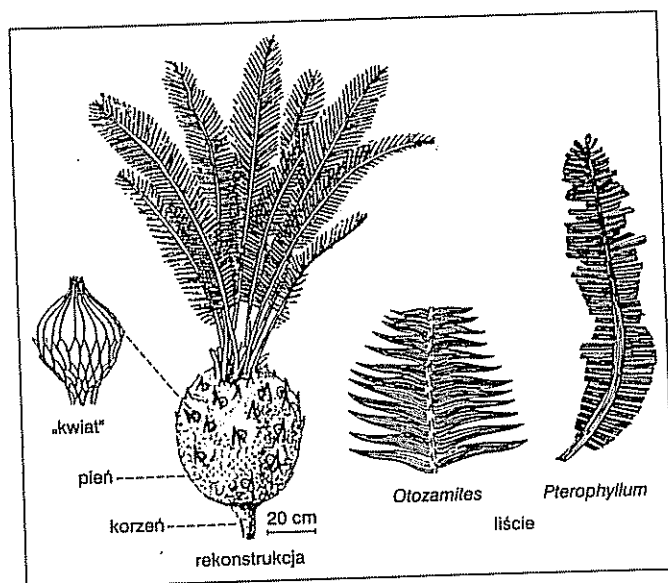


Ryc. 109. Sagowce (wg W. Szafera i M. Kostyniuka 1962 oraz A. i J. Szwejkowskich 2001, zmienione)

10.1.2.3.1.3. Klasa: Benetyty (Bennettitopsida)

Benetyty były roślinami, których zwykle pojedynczy, pękaty pień nie przekraczał 1 m wysokości (ryc. 110). Na jego szczycie znajdował się pióropusz liści, podobnych do sagowców (liście obu grup różnią się jedynie budową skórki). W przeciwieństwie do innych grup nagozależkowych, benetyty miały zgrupowane razem organy męskie i żeńskie. Organy te były otoczone płonnymi łuskami, co upodabniało je do kwiatów okrytozależkowych. „Kwiaty” wyrastały pomiędzy liśćmi, bezpośrednio na pniu.

Benetyty występowały od triasu do kredy prawie wyłącznie na kontynentach półkuli północnej. W osadach triasu i jury najczęściej są znajdowane liście tych roślin, opisywane pod nazwą *Zamites*, *Otozamites* i *Pterophyllum* (ryc. 110). W kilku stanowiskach na południu Polski (okolice Wieliczki, Gliwic, Niska i innych) znaleziono 7 okazów skamieniałych pni benetytów. Znajdujące się na wtórnym złożu skamieniałości są prawdopodobnie wieku wczesnokredowego i zostały przyniesione przez rzeki z terenu Karpat lub z północy przez lodowiec, w czasie największego zlodowacenia na terenie Polski.



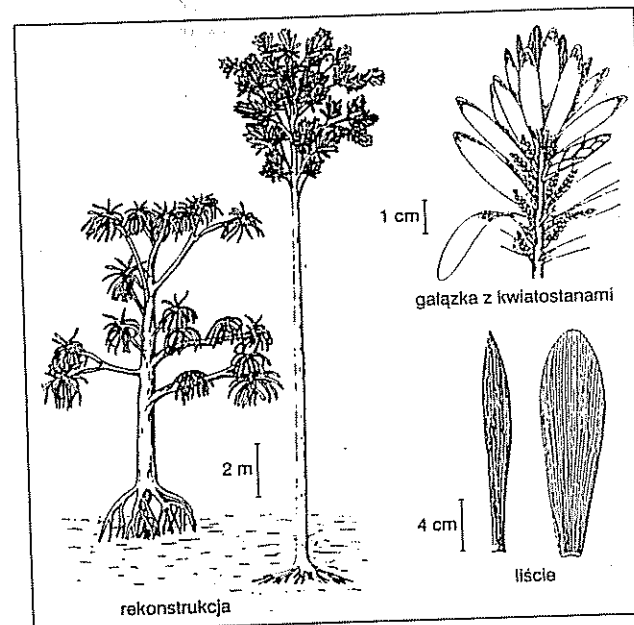
Ryc. 110. Benetyty (wg M. Hirmera 1927, zmienione)

10.1.2.3.2 Podgromada: Nagozależkowe drobnolistne (Pinophytina)

Nagozależkowe drobnolistne są reprezentowane przez formy o zdrewniałych łodygach, z bardzo dużym przyrostem na grubość. Ich liście najczęściej są niewielkie i mają niepodzieloną blaszkę liściową.

10.1.2.3.2.1. Klasa: Kordaity (Cordaitopsida)

Kordaity są całkowicie wymarłą grupą, bujnie rozwijającą się w karbonie i permie. Rośliny te porastały zarówno tereny bagienne, jak i rejony dość suche. Poza nielicznymi for-



Ryc. 111. Kordaity (wg A. i J. Szwejkowskich 2001, zmienione)

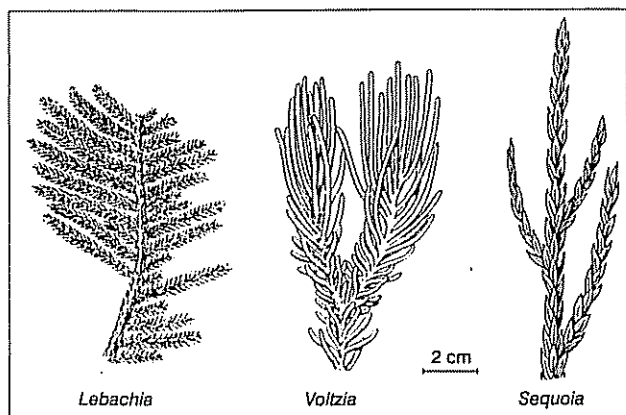
mami krzewiastymi, kordaity były drzewami dochodzącymi nawet do 30 m wysokości (ryc. 111). Miały wysmukłe pnie, o średnicy do 1 m, które rozgałęziały się wielokrotnie, tworząc gęstą koronę. Niektóre gatunki wytwarzały korzenie podporowe, podobnie jak współczesne namorzniny. Charakterystyczne dla kordaity były długie, lancetowate lub równowąskie liście, dochodzące nawet do 1 m długości. Liście te miały nerwy biegnące równolegle. Na końcach odgałęzień znajdowały się kwiatostany męskie i żeńskie.

Liście, kwiatostany, nasiona i pędy kordaity są częste w utworach karbonu zagłębi węglowych. Szczątkami kordaity są prawdopodobnie także skrzemieniaste pnie, opisywane pod nazwą *Dadoxylon*, występujące w okolicy Chrzanowa (w arkozie kwaczalskiej) oraz w rejonie Nowej Rudy i Wałbrzycha. Liście kordaity znaleziono również w dolnopermskiej martwicy karniwickiej w rejonie krakowskim.

10.1.2.3.2.2. Klasa: Szpilkowe, Iglaste (Coniferophyta)

Wśród szpilkowych występują zarówno krzewy, jak i drzewa, osiągające wysokość kilkunastu metrów (sekwoje nawet 100 m). Mają one drobne, szpilkowate lub łuseczkowate liście, natomiast rozdzielnopłciowe kwiaty są zgrupowane w szyszkowate kwiatostany. Wśród szpilkowych występują zarówno gatunki dwu- i jednopienne. Wszystkie są wiatropylne.

Pierwsze szpilkowe pojawiły się w późnym karbonie, ale bujniej zaczęły się rozwijać pod koniec paleozoiku. W mezozoiku, oprócz wielu rodzajów typowych tylko dla tej ery, pojawili się także przodkowie dzisiejszych sekwoi, cisów, cyprysów, araukarii oraz sosny. Szpilkowe, jako jedyna grupa nagozależkowych miały istotny udział także w szacie



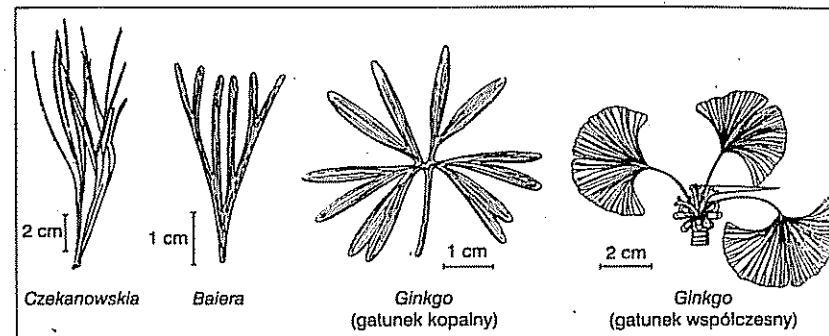
Ryc. 112. Szpilkowe

roślinnej kenozoiku. Obecnie są podstawowym składnikiem lasów borealnych i porastają duże rejony naszego globu. Szczątki paleozoicznych szpilkowych, głównie odciski pędów ze szpilkowatymi liśćmi, zaliczane do rodzaju *Lebachia*, występują na Dolnym Śląsku, w utworach najwyższego karbonu, a zwłaszcza w dolnopermskich łupkach walciovych (ryc. 112). Rodzaj ten jest notowany również w dolnopermskiej martwicy karniowieckiej z rejonu krakowskiego. Z cechsztynu i pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich jest znany przewodnik dla tych utworów rodzaj *Voltzia* (ryc. 112). Sfossylizowane drewno szpilkowych oraz odciski gałęzi, igieł i kwiatostanów męskich są dość często spotykane w osadach mezozoiku, czasem także w utworach płytkomorskich, np. w warstwach górnej kredy Wyżyny Lubelskiej i Rostocza (rodzaje *Geinitzia*, *Sequoia*). Uwęglone szyszki są pospolite w utworach kenozoiku, zwłaszcza w pokładach węgla brunatnego i torfu. Z żywicy drzew iglastych powstał bursztyn, występujący w osadach od karbonu do plejstocenu. Największe w Polsce złoża bursztynu, w rejonie Chłapowa oraz Parczewa i Lubartowa powstały w paleogenie.

10.1.2.3.2.3. Klasa: Miłorzębowe (*Ginkgopsida*)

Milorzębowe obecnie są reprezentowane tylko przez jeden gatunek, popularny w parkach miłorząb dwukłapowy (*Ginkgo biloba*), który dziko rośnie jedynie w Chinach. Jest to na ogół 20 m wysokości drzewo, z silnie rozgałęzioną koroną. Charakterystyczne dla tej rośliny są wachlarzykowate liście, z długim ogonkiem i wycięciem na końcu blaszki (ryc. 113). Nerwy w liściu biegną równolegle, miejscami rozdzielać się widlasto. Liście i organy rozrodcze wyrastają na krótkopędach. Miłorząb jest rośliną dwupienną. Kwiaty męskie są skupione w kotkowate kwiatostany, żeńskie zaś mają postać podzielonego trzonka z osadzonymi na szczycie zalążkami. Kopalne miłorzębowe od współczesnego gatunku różnią się głównie słabszym wykształceniem blaszki liściowej, która była silnie podzielona.

Milorzębowe pojawiły się pod koniec paleozoiku. Maksymalny rozkwit miłorzębowych nastąpił w mezozoiku. Najważniejszymi rodzajami w tym czasie były *Czekanow-*



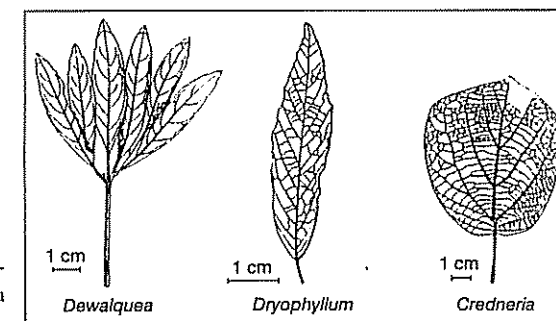
Ryc. 113. Liście miłorzębowych

skia, *Baiera* i *Ginkgo* (ryc. 113). Szczątki wszystkich tych rodzajów są znajdowane w osadach dolnej jury Gór Świętokrzyskich (rejon Ostrowca). Z końcem ery mezozoicznej miłorzębowe prawie całkowicie wymierają.

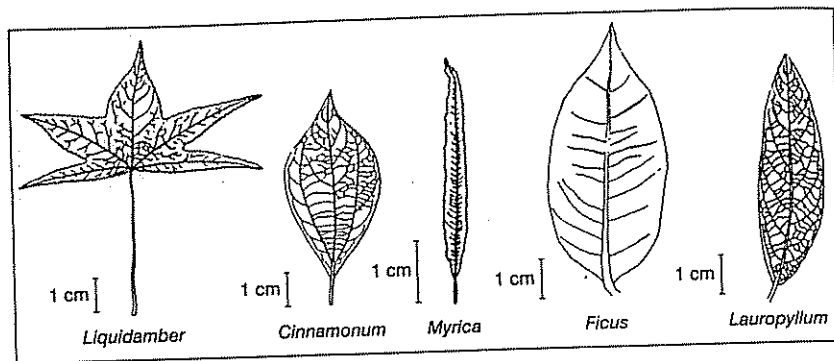
10.1.2.3.3. Pogromada: Okrytozalążkowe, Okrytonasienne (*Angiospermae*)

Okrytonasienne wykazują bardzo dużą różnorodność w budowie pędów, liści i kwiatów, co jest związane z ich przystosowaniem do różnych środowisk. Wspólną ich cechą jest wytwarzanie zalążków wewnątrz słupka, który powstał ze zrośnięcia się owocolistków. Po zapłodnieniu słupka przekształca się w owoc, który osłania rozwinięte z zalążków nasiona. Niektóre okrytozalążkowe są wiatropylne, ale większość jest zapylana przez zwierzęta, głównie owady, co spowodowało wykształcenie u tych roślin barwnego okwiatu.

Najstarsze, słabo udokumentowane szczątki okrytozalążkowych pochodzą z osadów dolnej kredy. W późnej kredzie rośliny te były już bardzo liczne i zróżnicowane gatunkowo. Pod koniec kredy ekspansywnie rozwijające się okrytozalążkowe zaczęły wypierać inne grupy roślin i obecnie jest to grupa dominująca, zasiedlająca wszystkie siedliska. Późnokredowe skamieniałości na terenie Polski są rzadkie. Odciski liści, znalezione na Rostoczku, w rejonie Pińczowa i w piaskowcu ciosowym na Dolnym Śląsku,

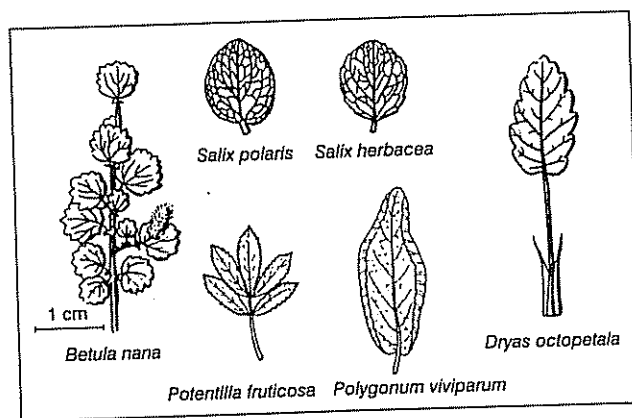


Ryc. 114. Liście okrytozalążkowych z górnej kredy (wg W. Szafera i M. Kostyniuka 1962 oraz H. i G. Termier 1960, zmienione)



Ryc. 115. Liście okrytozalążkowych z oligocenu i miocenu
(wg J. Raniewskiej-Bobrowskiej 1962 oraz H. i G. Termier 1960)

wskazują, że w tym czasie na tych terenach rosły dęby, magnolie, aralie, fikusy, platany, eukaliptusy oraz charakterystyczne dla późnej kredy rodzaje *Dewalquea*, *Dryophyllum* i *Credneria* (ryc. 114). Kenozoiczne gatunki są znane z wielu stanowisk (np. rejon Osieczowa, Wieliczki, Konina, Turowa), gdzie oprócz liści są znajdowane także nasiona i owoce. Pod względem systematycznym rośliny te były zbliżone do form współczesnych, ale w poszczególnych okresach reprezentowały one zespoły florystyczne różnych stref klimatycznych. W paleogenie rosły dęby, palmy, drzewa laurowe i cynamonowe, mirty, figowce, magnolie oraz inne rośliny ciepłolubne (ryc. 115). Roślinność ta w neogenie, na skutek ochłodzenia klimatu, została zastąpiona przez gatunki typowe dla strefy umiarkowanej. W plejstocenie, w osadach powstałych podczas zlodowaceń, znajdowane są z kolei szczątki roślin typowych dla tundry — brzozy karłowatej (*Betula nana*), dębika ośmiopłatkowego (*Dryas octopetala*) i wierzy północnej (*Salix polonica*) (ryc. 116).



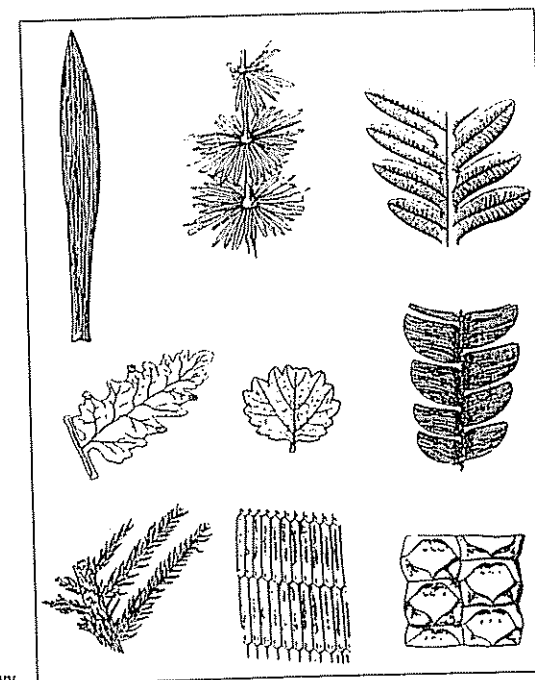
Ryc. 116. Liście roślin okrytozalążkowych z plejstocenu

PYTANIA KONTROLNE

1. Jaka grupa krasnorostów o zwapnialych plechach występowała w miocenie?
2. Które cechy budowy rynniofitów wskazują, że były one roślinami lądowymi?
3. Ze szczątków jakich roślin powstał węgiel kamienny?
4. Jaka grupa wymarłych skrzypów była formami płożąco-pnącymi?
5. Co to są stygmarie?
6. Gdzie w Polsce są znajdowane szczątki permskich i triasowych roślin lądowych?
7. Jakie grupy roślin są charakterystyczne dla ery mezozoicznej?
8. Która z grup nagonasiennych bujnie rozwija się do chwili obecnej?
9. Kiedy pojawiły się okrytozalążkowe?
10. Jakie rodzaje roślin okrytozalążkowych występowały w neogenie i paleogenie na obszarze obecnej Polski?

ĆWICZENIE

1. Rozpoznaj przedstawione skamieniałości (ryc. 117). Określ ich przynależność systematyczną i podaj w osadach jakiego wieku one występują.



Ryc. 117. Rysunek ćwiczeniowy

Planisekcja to przedstawienie budowy geologicznej obszaru w przecięciu z fikcyjną płaszczyzną poziomą. Poziomem tym może być poziom morza, ale też i jakikolwiek poziom poniżej lub powyżej powierzchni terenu. Często jest to pewien uśredniony poziom na obszarze o urozmaiconym ukształtowaniu. Mapę, która przedstawia budowę geologiczną na takiej powierzchni, nazywamy **mapą planisekcyjną**. Budowę geologiczną obrazuje przebieg granic geologicznych na mapie.

11.1. Bieg i upad granic (powierzchni) geologicznych

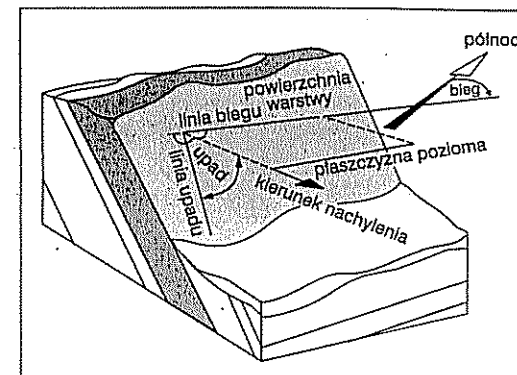
Każda granica geologiczna jest powierzchnią geologiczną oddzielającą dwa różne ośrodki skalne. Powierzchniami takimi są również wszelkie nieciągłości w obrębie skorupy ziemskiej. One w pewnym sensie są również granicami geologicznymi, gdyż oddzielają od siebie dwa fragmenty skał. Na mapie geologicznej granica geologiczna jest zawsze linią. Na mapie planisekcyjnej jest linią powstałą w wyniku przecięcia powierzchni geologicznej z płaszczyzną poziomą.

Każdą powierzchnię geologiczną lub jej fragment można sprowadzić do płaszczyzny, bądź jej fragmentu. Wówczas można wyznaczyć położenie tej powierzchni w przestrzeni, co umożliwi potem przedstawienie jej na mapie geologicznej. Położenie to wyznaczają parametry w postaci biegu, upadu i kierunku upadu powierzchni. Wyznaczenie tych parametrów wymaga jeszcze znajomości pojęcia linii biegu powierzchni i linii upadu powierzchni (ryc. 118).

Linia biegu powierzchni (płaszczyzny) to każda linia pozioma leżąca na niej. Powstaje w wyniku przecięcia tej powierzchni z jakąkolwiek płaszczyzną poziomą.

Linia upadu powierzchni (płaszczyzny) to leżąca na niej linia prostopadła do linii biegu.

Bieg powierzchni (płaszczyzny) to kąt zawarty między kierunkiem północy a linią biegu, mierzony zgodnie z kierunkiem ruchu wskazówek zegara. Definicja ta oznacza, że bieg powierzchni może być zawarty wyłącznie w przedziale $0-180^\circ$ ($0-200$ gradów).



Ryc. 118. Parametry orientacji płaszczyzny w przestrzeni

Upad powierzchni (płaszczyzny) to kąt zawarty między płaszczyzną poziomą a daną powierzchnią (płaszczyzną), mierzony w płaszczyźnie prostopadłej do linii biegu. Kąt ten może być zatem zawarty tylko w granicach $0-90^\circ$ ($0-100$ gradów).

Kierunek upadu (nachylenia) powierzchni (płaszczyzny) to kierunek (względem stron świata), w którym jest nachylona linia upadu powierzchni.

Trzeba jednak zdawać sobie z tego sprawę, że powierzchnia geologiczna rzadko jest płaszczyzną i najczęściej jej parametry ulegają zmianie w przestrzeni. Stąd też różny przebieg granic geologicznych na mapach geologicznych. Jeśli powierzchnia geologiczna jest płaszczyzną, wówczas na mapie planisekcyjnej granica geologiczna będzie linią prostą; linia biegu będzie w tym przypadku analogiczna z granicą geologiczną na mapie; w każdym innym przypadku granica geologiczna będzie linią mniej lub bardziej nieregularną, często tworzącą formy zamknięte.

11.2. Struktury geologiczne na mapach planisekcyjnych

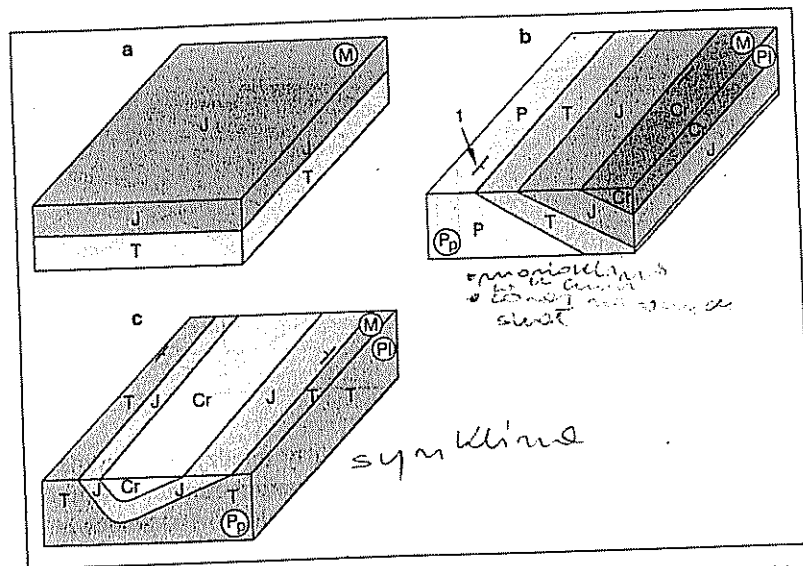
Mapa planisekcyjna obszaru o budowie płytowej (warstwy leżą poziomo) jest pozbawiona granic geologicznych; na płaszczyźnie poziomej będzie przedstawiony bowiem tylko jeden poziom skalny (ryc. 119a).

W przypadku, gdy obszar cechuje się budową monoklinalną, granice geologiczne będą liniami prostymi do siebie równoległymi. W zależności od kierunku upadu warstwy będą stawały się w jednym kierunku coraz młodsze (ryc. 119b).

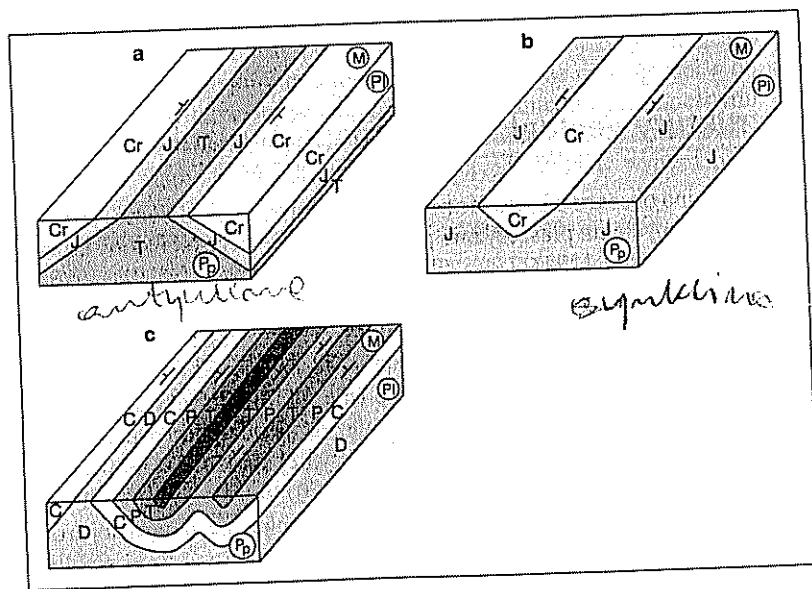
Strefa występowania w terenie i na mapie (nie tylko planisekcyjnej) określonych skał nosi nazwę wychodni. Ma ona szerokość uzależnioną od upadu warstw. Jeśli obszar ma bardziej złożoną budowę, na mapie planisekcyjnej ta sama warstwa może mieć różną szerokość wychodni (ryc. 119c).

Obszary o budowie faldowej mają na mapach planisekcyjnych bardziej zróżnicowany obraz. Uzależnione to jest przede wszystkim od przebiegu osi struktur fałdowych.

Oś fałdu (antykliny lub synkliny) jest to linia utworzona z przecięcia dwóch tych samych powierzchni geologicznych znajdujących się w obrębie skrzydeł fałdu. W zależności



Ryc. 119. Płyta (a), monoklina (b) i synklina o skrzydłach nachylonych pod różnym kątem (c) na mapie planisekcyjnej
M — mapa, Pp — przekrój poprzeczny, Pl — przekrój podłużny, 1 — symbol biegu i upadu warstw (objaśnienia identyczne na dalszych ilustracjach)

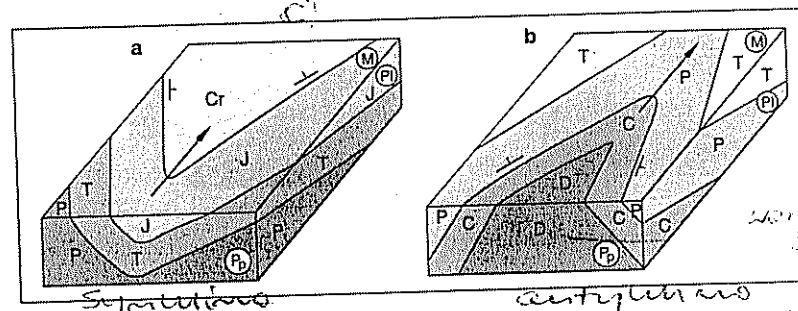


Ryc. 120. Antyklina (a), synklina (b) oraz zespół fałdów (c) o osiach poziomych na mapie planisekcyjnej

od geometrii fałdu oś ta może być pozioma lub też nachylona pod pewnym kątem (w skrajnym przypadku nawet 90°).

Jeśli oś fałdu jest pozioma, wówczas na mapie planisekcyjnej granice geologiczne są do siebie równoległe. O tym, czy mamy do czynienia z antyklina, czy z synklina poznajemy po tym, że w przypadku antykliny w środku znajdują się warstwy starsze (ryc. 120a), w przypadku synkliny zaś warstwy młodsze (ryc. 120b). Na mapie planisekcyjnej obrazującej budowę geologiczną obszaru o dużej liczbie fałdów, rozpoznanie antyklin i synklin wymaga analizy całości mapy (ryc. 120c).

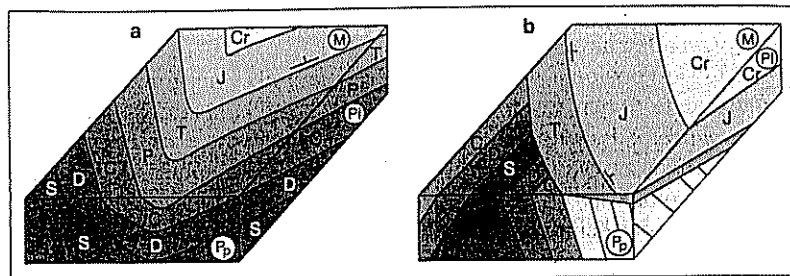
Inaczej na mapie planisekcyjnej przedstawia się obraz fałdów o osiach nachylonych. Wówczas granice geologiczne będą schodziły się w określonym kierunku, aż do ich połączenia się w przypadku granic jednowiekowych. Ale i w takim przypadku rozpoznanie antykliny lub synkliny nie nastręczy trudności, jeśli zapamiętamy, że w jądrze antykliny występują warstwy starsze, w jądrze synkliny zaś — warstwy młodsze (ryc. 121). Możemy również określić, w którym kierunku zanurza czy wynurza się oś antykliny lub synkliny. W przypadku antykliny jej oś zawsze zanurza się w kierunku zamknięcia granicy geologicznej; natomiast w przypadku synkliny w tym kierunku następuje wynurzenie jej osi. Samą oś wyznaczmy łącząc ze sobą punkty położone w miejscu zamknięcia się granic geologicznych.



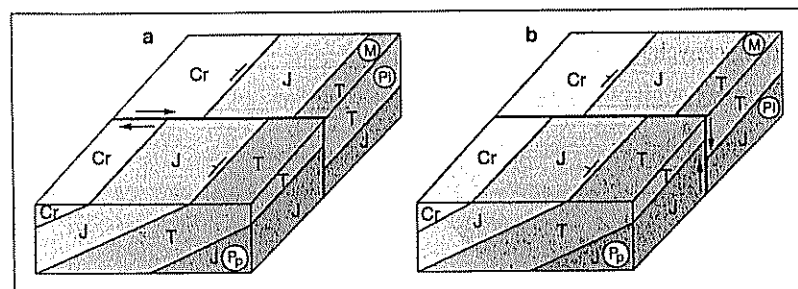
Ryc. 121. Synklina (a) i antyklina (b) o osiach pochylonych na mapie planisekcyjnej. Strzałka ilustruje kierunek nachylenia osi

Jeśli zespół granic geologicznych jest współkształtny, struktury geologiczne, które one odzwierciedlają są wówczas tego samego wieku (ryc. 122a). Inaczej jest natomiast, gdy część granic geologicznych różni się przebiegiem znacznie od innych, lub też, gdy jedne granice urywają się nagle na innych (ryc. 122b). Jest to dowodem na występowanie niezgodności, a zatem i na kilkietapowość procesów tektonicznych.

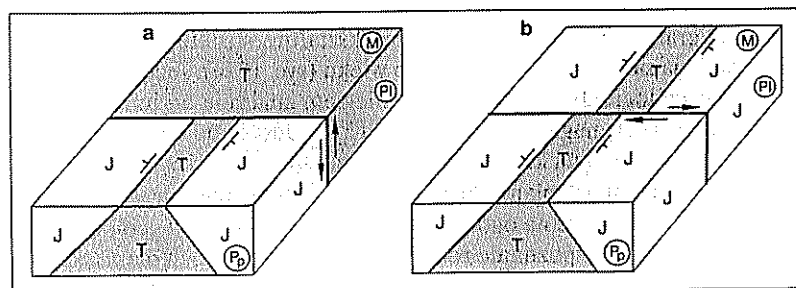
Uskoki, które na mapach planisekcyjnych są przedstawiane również w postaci linii, rozpoznajemy dzięki temu, że na ogół przemieszczają one granice geologiczne między skałami różnego wieku. Rozpoznanie rodzaju uskoków na mapach planisekcyjnych nie zawsze jest możliwe; efekty ruchu przesuwczego i zrzutowego mogą na mapie planisekcyjnej dawać ten sam obraz, jeśli obszar ma budowę monoklinalną (ryc. 123). W innym jednak przypadku możemy odróżnić uskoku zrzutowego od przesuwczego, a także w przypadku uskoku zrzutowego określić, które skrzydło jest wiszące, a które zrzucone (ryc. 124a), a w przypadku uskoku przesuwczego określić zwrot przesunięcia (ryc. 124b).



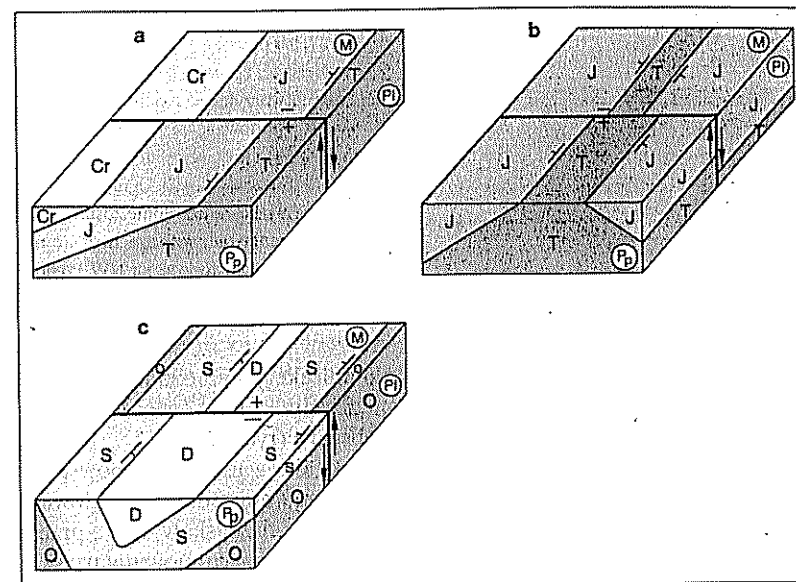
Ryc. 122. Współkształtne granice na mapie planisekcyjnej (a) świadczą o jednolitych deformacjach; granice różniące się od innych przebiegiem (b) świadczą o istnieniu niezgodności. Na rycinie b jest widoczna antyklina zbudowana ze skał syluru, dewonu i karbonu, na których niezgodnie leżą warstwy triasu, jury i kredy; oznacza to, że antyklina powstała po karbonie, a przed triasem



Ryc. 123. Uskok przesuwczy (a) i uskok zrztowy (b) przecinające monoklinę mogą identycznie wyglądać na mapie planisekcyjnej. Aby w takim przypadku określić rodzaj uskoku, są konieczne informacje dodatkowe, których na mapie planisekcyjnej nie znajdziemy



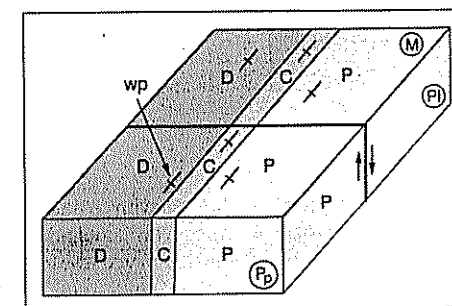
Ryc. 124. Na obszarze o budowie fałdowej łatwo stwierdzić, czy uskok jest zrztowy (a), czy przesuwczy (b); w przypadku pierwszego zmieniać się będzie szerokość wychodni tego samego wieku w obu skrzydłach uskoku, podczas gdy wzdłuż uskoku przesuwczego następuje wyłącznie poziome przemieszczenie wychodni, a ich szerokość pozostaje bez zmian



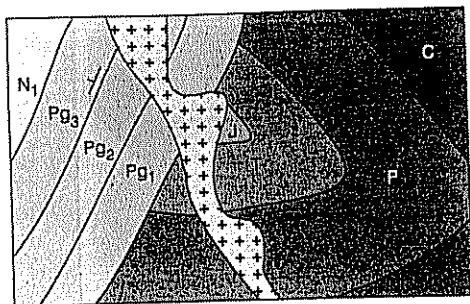
Ryc. 125. Określanie skrzydła wiszącego i zrzuconego na mapie planisekcyjnej obszaru o budowie monoklinalnej (a), antyklinalnej (b) i synklinalnej (c)

Uskok zrztowy biegnący poprzecznie do rozciągłości warstw łatwo scharakteryzować, niezależnie od tego, czy będzie on przecinał monoklinę (ryc. 125a), antyklinę (ryc. 125b) lub synklinę (ryc. 125c). Aby określić, które skrzydło uskoku jest wiszące, a które zrzucone wystarczy zapamiętać prostą regułę: **w skrzydle wiszącym na wprost skał młodszych znajdują się warstwy starsze**. Regułę tę stosujemy również, gdy mamy do czynienia z obszarem o budowie płytowej. Zatem, jeśli mamy do czynienia z mapą obszaru, który jest zbudowany ze skał pociętych uskokami zrztowymi, możemy zawsze łatwo rozpoznać rowy tektoniczne i zręby tektoniczne.

Zasady przedstawionej powyżej nie można zastosować, gdy w obu skrzydłach uskoku zrztowego warstwy znajdują się w pozycji pionowej (ryc. 126).



Ryc. 126. Uskok zrztowy przecinający warstwy stojące pionowo
wp — symbol na mapie geologicznej oznaczający skały stojące pionowo



Ryc. 127. Na podstawie tej mapy planisekcyjnej można stwierdzić, że po powstaniu skał jurajskich (J) po erozji utworzyła się synklina o osi wynurzającej się ku SE, zbudowana ze skał karbonu (C), permu (P), triasu (T) i jury. Na nich osadziły się sukcesywnie skały poszczególnych ogniw paleogenu (Pg) i neogenu (N), które następnie zostały wychylone ze swego położenia pierwotnego tworząc monoklinę, w której skały nachylone są ku NW. Po dolnym neogenie obszar został przecięty intruzją granitoidową

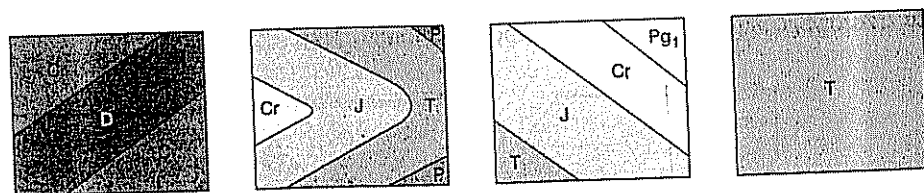
Znając podstawowe zasady czytania mapy planisekcyjnej można nie tylko odczytywać struktury geologiczne występujące na danym obszarze, ale określać też ich przybliżoną geometrię i odtwarzać historię geologiczną obszaru (ryc. 127).

Z mapy planisekcyjnej można też odczytać wiek fałdowań lub wiek powstania uskoku. Fałdowanie nastąpiło bowiem zawsze po powstaniu najmłodszej sfałdowanej warstwy, a uskoku musi być zawsze młodszy od wieku najmłodszej skały, którą przecina.

Bardziej precyzyjne dane o budowie geologicznej obszaru możemy uzyskać wówczas, gdy na mapie jest zaznaczony symbolem graficznym bieg i upad warstw. Bieg warstwy (czy jakiegokolwiek innej powierzchni geologicznej) można odczytać oczywiście z przebiegu granicy geologicznej, jednak z mapy planisekcyjnej odczytać można tylko kierunek upadu, ale nie jego wartość. Jeżeli znamy wartość upadu warstw w jednym ze skrzydeł antykliny lub synkliny, to na podstawie szerokości wychodni skał tego samego wieku możemy odtworzyć kąt upadu warstw w drugim skrzydle struktury.

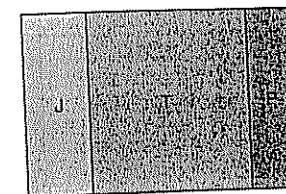
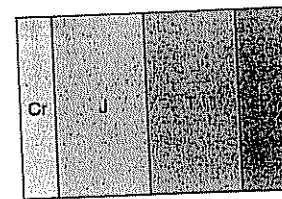
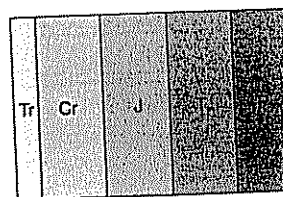
ĆWICZENIA

1. Na poszczególnych mapach planisekcyjnych na rycinie 128 przedstawiono: płytę (1), monoklinę (2), antyklinę o osi poziomej (3), synklinę o osi wynurzającej się ku wschodowi (4). Przyporządkuj każdej z map odpowiedni numer.



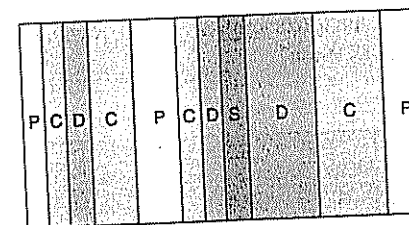
Ryc. 128. Ćwiczenie 1

2. Na trzech mapach planisekcyjnych na rycinie 129 jest przedstawiona monoklina zbudowana ze skał różnego wieku o tej samej miąższości. Wykonaj przekroje geologiczne wzdłuż linii prostopadłej do linii biegu warstw. Ponomeruj w kolejności od 1 do 3 mapy od tej, gdzie warstwy mają najmniejszy upad do tej, gdzie upad warstw jest największy.



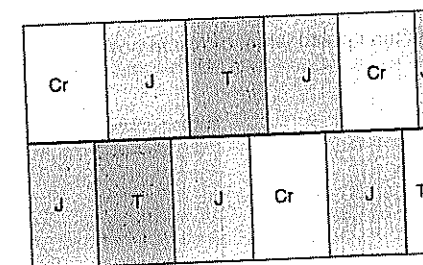
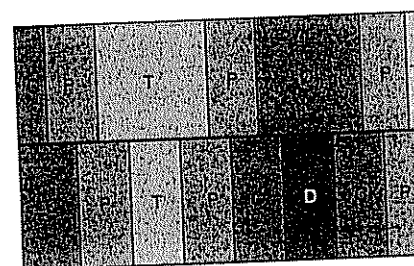
Ryc. 129. Ćwiczenie 2

3. Na mapie planisekcyjnej na rycinie 130 znajdują się struktury fałdowe pochylone lub obalone ku wschodowi lub ku zachodowi. Wykonaj przekroje geologiczne wzdłuż linii prostopadłej do linii biegu warstw. Rozpoznaj te struktury wpisując w ich jądrowych częściach literki A lub S oraz strzałką zaznacz kierunek i zwrot pochylenia lub obalenia fałdu.



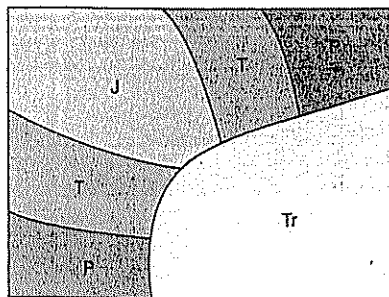
Ryc. 130. Ćwiczenie 3

4. Dwie mapy planisekcyjne na rycinie 131 przedstawiają antyklinę i synklinę przeciętą uskoku. Rozpoznaj rodzaj uskoku na każdej z map. Jeśli jest to uskoku zrzutowy, wpisz po obu jego stronach znak + i - dla oznaczenia skrzydła wiszącego i zrzucanego. Jeśli jest to uskoku przesuwczy, narysuj wzdłuż niego strzałki ze zwrotem przesunięcia skrzydeł uskoku.



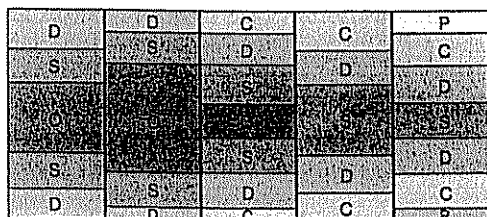
Ryc. 131. Ćwiczenie 4

5. Określ wiek ruchów tektonicznych, które doprowadziły do sfałdowania skał przedstawionych na mapie planisekcyjnej na rycinie 132.



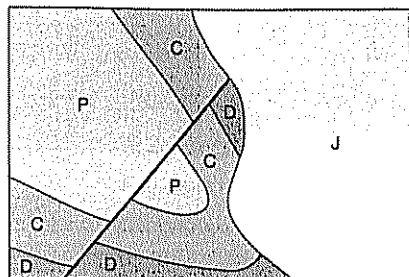
Ryc. 132. Ćwiczenie 5

6. Na mapie planisekcyjnej na rycinie 133 przedstawiono zespół rowów i zrębów tektonicznych. W kółka wpisz litery Z lub R oznaczające zrzęb lub rów. Jak nazywa się struktura geologiczna przecięta później uskokami?



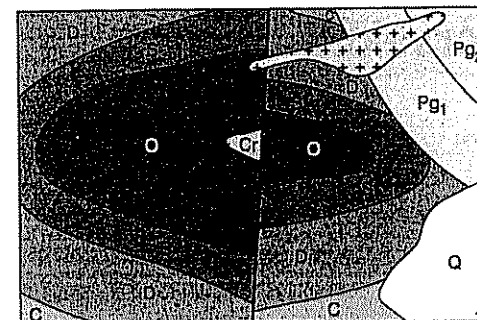
Ryc. 133. Ćwiczenie 6

7. Określ wiek uskoku przedstawionego na mapie planisekcyjnej na rycinie 134, podając po jakim i przed jakim okresem powstał.



Ryc. 134. Ćwiczenie 7

8. Omów historię geologiczną obszaru, którego budowę przedstawiono na mapie planisekcyjnej na rycinie 135.



Ryc. 135. Ćwiczenie 8

Intersekcja to przecięcie powierzchni geologicznych z powierzchnią terenu. Powstająca przy tym linia przecięcia obu tych powierzchni nosi nazwę linii intersekcyjnej. Jest to zarówno linia realnie istniejąca w terenie, jak i linia na mapie geologicznej uwzględniającej ukształtowanie terenu.

12.1. Zależność przebiegu linii intersekcyjnych od ukształtowania terenu

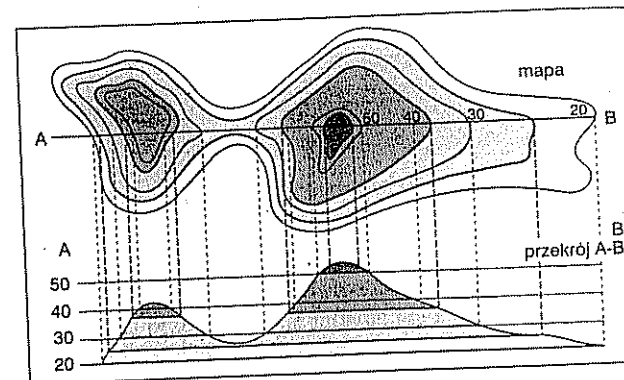
Linia intersekcyjna powstaje w wyniku przecięcia dwóch powierzchni, dlatego jej przebieg zależy zarówno od ukształtowania powierzchni terenu, jak i od geometrii powierzchni geologicznej (położenia warstw, powierzchni uskoku, nasunięcia, spękania itp.).

Jeśli warstwy leżą poziomo, a powierzchnia obszaru jest płaska, wówczas zarówno w terenie, jak i na mapie, brak linii intersekcyjnych, gdyż powierzchnia terenu i powierzchni geologiczne (w tym przypadku powierzchnie warstw) są do siebie równoległe. Granica intersekcyjna powstanie tylko wówczas, gdy obie te powierzchnie mają różną geometrię.

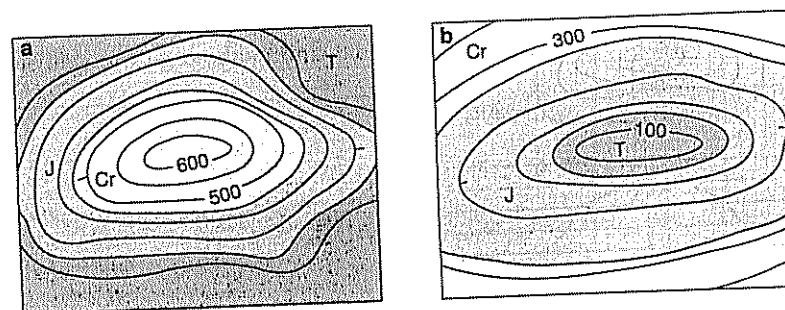
12.1.1. Intersekcja w obszarze urzeźbionym o budowie płytowej

Jeśli warstwy leżą poziomo, a ich miąższość jest stała, linie intersekcyjne będą miały przebieg współkształtny do poziomicy. Granica geologiczna (powierzchnia rozdzielająca dwie warstwy) wówczas jest bowiem powierzchnią poziomą, równoległą do powierzchni poziomej, na podstawie której wyznaczamy poziomicę wysokości terenu (ryc. 136).

W przypadku mapy wykonanej dla obszaru górzystego w kierunku centrum formy morfologicznej pojawiają się na mapie skały coraz młodsze (ryc. 137a), w przypadku obszaru dolinnego zaś — coraz starsze (ryc. 137b).



Ryc. 136. Na mapie z urzeźbieniem terenu granice geologiczne warstw leżących poziomo będą współkształtne do poziomicy



Ryc. 137. Jeśli warstwy leżą poziomo, na mapie o rzeźbie górzystej ku centrum występują skały coraz młodsze (a), na terenie nieekwatałym — coraz starsze (b)

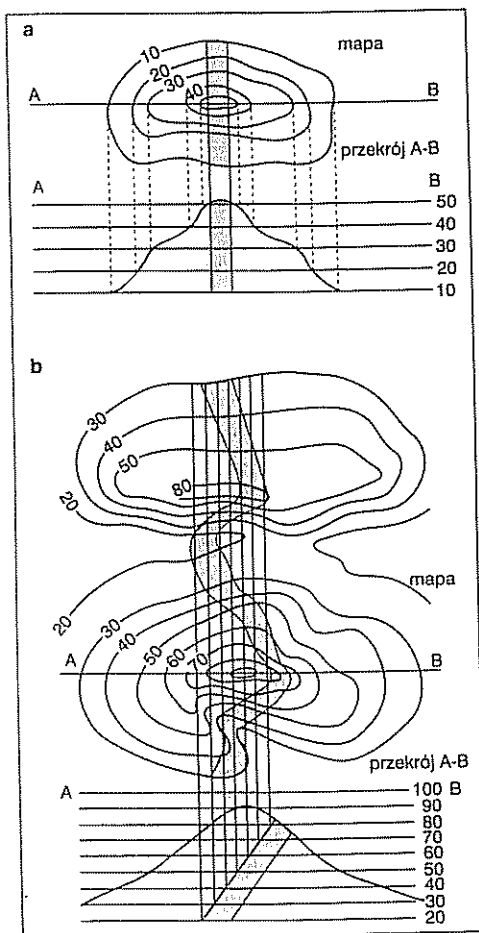
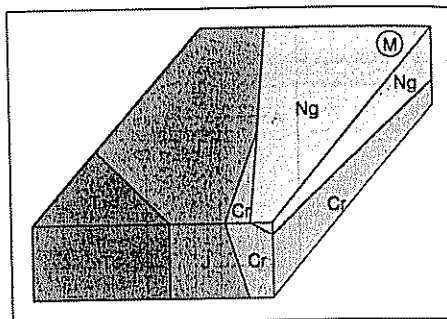
Zauważmy w tym miejscu, że intersekcja odzwierciedla rzeczywisty obraz budowy geologicznej. Gdyby nie było informacji o ukształtowaniu terenu, moglibyśmy w podanym wyżej przypadku sądzić, że mamy do czynienia z antykliną czy synkliną, co w rzeczywistości byłoby błędem.

12.1.2. Intersekcja w obszarze urzeźbionym o warstwach (powierzchniach) nachylonych

Jeśli powierzchnia ziemi jest pozioma, wówczas intersekcja nie będzie różniła się od planisekcji. Przebieg granic geologicznych będzie uzależniony wyłącznie od geometrii powierzchni geologicznych. Jeśli powierzchnie te będą zbliżone do płaszczyzn, przebieg granic w terenie i na mapie będzie zawsze prostoliniowy, niezależny od wielkości kąta upadu tych powierzchni (ryc. 138).

Inaczej jest natomiast, gdy powierzchnia ziemi jest urozmaicona. W takim przypadku przebieg linii intersekcyjnych będzie zależny od wielkości nachylenia określonej powierzchni geologicznej. W jednej tylko szczególnej sytuacji przebieg linii intersekcyjnej będzie prostoliniowy — tylko wtedy, gdy warstwy leżą pionowo (ryc. 139a). W pozo-

Ryc. 138. Na obszarze płaskim granice intersekcyjne będą liniami prostymi niezależnie od wielkości nachylenia płaszczyzn



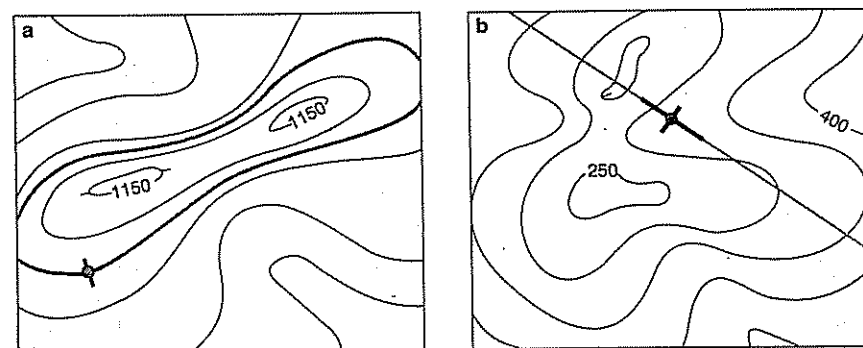
Ryc. 139. Tylko wówczas, gdy powierzchnia geologiczna jest pionowa, jej linia intersekcyjna będzie linią prostą (a). Gdy powierzchnia ta jest nachylona, linia intersekcyjna ma zawsze krzywoliniowy przebieg, uzależniony od rzeźby terenu (b)

stałych przypadkach granica intersekcyjna tym bardziej będzie odbiegała od linii prostej, im mniejsze nachylenie będzie miała powierzchnia geologiczna, której linię intersekcijną wyznaczamy (ryc. 139b).

12.2. Wyznaczanie linii intersekcyjnej na mapie

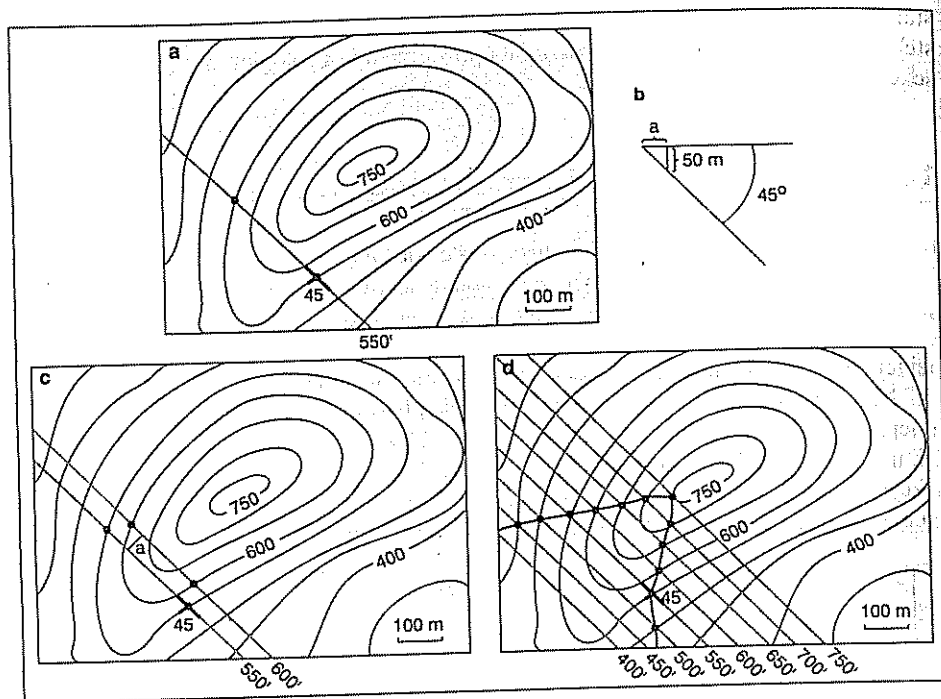
Rzadko zdarza się, że w terenie możemy prześledzić linię intersekcijną na całej jej długości. Znacznie częściej mamy do czynienia z pojedynczym odsłonięciem określonej granicy geologicznej, której dalej prześledzić nie można, gdyż np. jest przykryta grubą pokrywą zwietrzliny. W takim przypadku musimy i możemy wyznaczyć przebieg linii intersekcyjnej tej granicy przy założeniu, że jej parametry orientacji przestrzennej są stałe.

Najłatwiej uczynić to na obszarze o budowie płytowej. W miejscu znalezienia określonej granicy geologicznej prowadzimy linię współkształtną do' poziomicy na tej wysokości, na jakiej znaleźliśmy tę granicę (ryc. 140a). Podobnie łatwo wyznaczyć linię intersekcijną powierzchni pionowej — przez punkt znalezienia tej powierzchni prowadzimy na mapie linię prostą, zgodną z linią biegu tej powierzchni (ryc. 140b).



Ryc. 140. Najprościej prowadzić linie intersekcyjne na mapie, gdy warstwy leżą poziomo (a) lub pionowo (b)

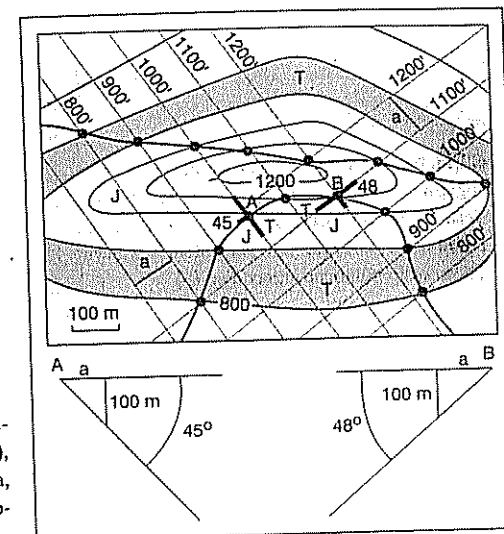
Do poprowadzenia linii intersekcyjnej powierzchni nachylonej są konieczne już nieco bardziej złożone zabiegi. Musimy bowiem znaleźć punkty przecięcia powierzchni geologicznej z powierzchnią terenu i połączyć je w jedną linię. Aby tego dokonać, niezbędna jest znajomość biegu, upadu i kierunku upadu powierzchni. Przez punkt, gdzie dokonaliśmy pomiaru, prowadzimy linię prostą, zgodną z linią biegu powierzchni (ryc. 141a). Zauważmy, że jest to linia pozioma (jak każda linia biegu). Linia ta ma dwa punkty przecięcia z powierzchnią terenu, znajdujące się na tej samej wysokości — tej, na którą wskazują poziomicę powierzchni terenu. Naszym następnym zadaniem będzie wyznaczenie drugiej linii biegu, leżącej na wysokości identycznej z wysokością sąsiedniej poziomici terenu, przez którą przechodziła pierwsza linia biegu. Poziomica ta ma odpowiednią wysokość (łatwą do odczytania na mapie), różniącą się o odpowiednią wartość od poziomici sąsiedniej.



Ryc. 141. Wyznaczanie linii intersekcyjnej na mapie na podstawie pojedynczego pomiaru parametrów orientacji przestrzennej płaszczyzny. Omówienia w tekście

Musimy teraz wykonać następującą konstrukcję geometryczną. Rysujemy kąt upadu powierzchni (za pomocą kątomierza). Jedno ramie kąta jest poziome, drugie zaś nachylone. Nachylone ramie obrazuje nachyloną powierzchnię. Mapa, na której chcemy wyznaczyć linię intersekcyjną, jest w określonej skali, dlatego na nachylonym ramieniu kąta znajdziemy w tej samej skali punkt leżący niżej od wierzchołka kąta o wysokości różniącą dwie sąsiednie poziomicę terenu (ryc. 141b). Następnie punkt ten zrzutujemy na poziome ramie kąta. Odległość między wierzchołkiem kąta a tym punktem będzie odległością na płaszczyźnie poziomej (a na takiej jest przedstawiona mapa) linii biegu nachylonej powierzchni leżącej niżej o wartość, o jaką różnią się między sobą poziomicę terenu. W tej odległości od pierwszej linii rysujemy zatem linię drugą w kierunku zgodnym z kierunkiem upadu tej powierzchni. Znajdźmy punkty przecięcia tej linii z poziomiami terenu leżącymi na tej samej wysokości (ryc. 141c).

Postępujemy dalej analogicznie tyle razy, ile poziomicy o różnej wartości znajduje się na naszej mapie, rysując linie biegu o wyższej lub niższej wartości od poprzednich (w zależności od wysokości i przebiegu poziomicy). Znajdujemy wszystkie punkty przecięcia linii biegu i poziomicy leżących na analogicznych wysokościach i łączymy ze sobą sąsiednie punkty (ryc. 141d). W ten sposób uzyskamy linię intersekcyjną na całej mapie. Będzie ona odzwierciedlać powierzchnię geologiczną, którą zaobserwowaliśmy i zmierzylismy w jednym tylko punkcie w terenie.

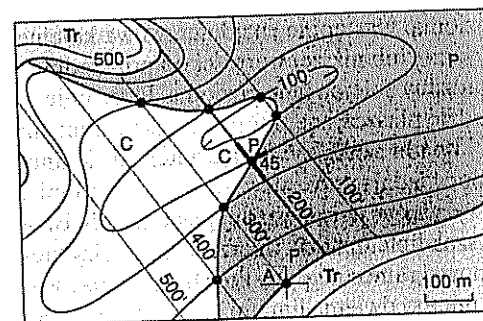


Ryc. 142. Linia intersekcyjna wyznaczona na podstawie pomiarów w dwóch punktach (A i B), w których występuje ta sama granica geologiczna, składa się z części wyznaczonej na podstawie pomiarów w pierwszym (A) i drugim (B) punkcie

Powierzchnie geologiczne rzadko jednak mają kształt płaszczyzny. Najczęściej mają one kształt bardziej złożony. Często mamy do czynienia z pomiarami położenia warstw w obrębie dwóch skrzydeł formy fałdowej (synkliny lub antykliny). Wówczas granice intersekcyjne prowadzimy do tego miejsca, w którym łączą się ze sobą fragmenty linii wyznaczone na podstawie dwóch różnych pomiarów położenia warstw (ryc. 142).

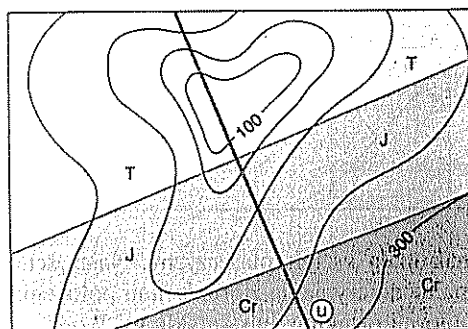
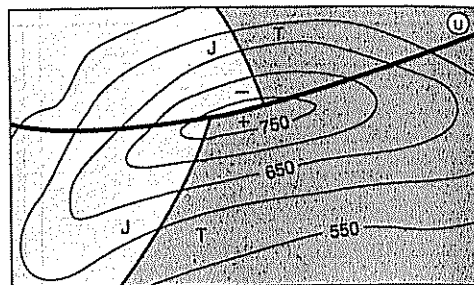
Jeśli wyznaczamy linie intersekcyjne obrazujące powierzchnie geologiczne różnego wieku, powinno się najpierw wyznaczyć przebieg linii młodszej powierzchni, a później dopiero starszej. Szczególnie, jeśli parametry zalegania obu powierzchni różnią się od siebie, gdyż sugeruje to istnienie niezgodności, która na mapie musi zostać uwzględniona (ryc. 143).

Dodać należy, że w identyczny sposób konstruujemy linie intersekcyjne powierzchni o genezie tektonicznej, np. powierzchni uskoku. Musimy pamiętać, że na granicach tego rodzaju inne linie intersekcyjne muszą się kończyć, czy też być przemieszczane (ryc. 144). Chyba, że mamy do czynienia z powierzchnią uskoku pionową lub równoległą do powierzchni warstw, a uskoki są uskokiemi zrzutowymi (ryc. 145).



Ryc. 143. W przypadku występowania granic różnego wieku najpierw wykreślamy granice młodszej, a później dopiero starszą

Ryc. 144. Na linii intersekcyjnej uskoku (u) granice geologiczne, które uskok przecina są przemieszczone. Jeśli uskok na mapie jest uskokiem zrzutowym, to południowe skrzydło jest skrzydłem wiszącym (+), a skrzydło północne zrzuconym (-)

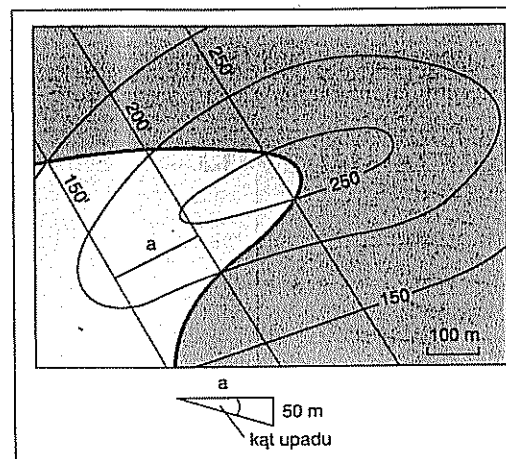


Ryc. 145. Jeśli warstwy stoją pionowo i pionowy jest również uskok zrzutowy, to na mapie intersekcyjnej nie będziemy obserwować żadnego przemieszczenia granic geologicznych wzdłuż linii uskoku (u)

12.3. Wyznaczanie biegu i upadu powierzchni na podstawie linii intersekcyjnej

Na mapach geologicznych często znajdują się linie intersekcyjne, lecz brak bezpośrednich informacji o biegach i upadach warstw lub powierzchni o genezie tektonicznej. Nie stanowi to jednak przeszkody w odczytaniu rodzaju struktur tektonicznych i ich geometrii, gdyż na podstawie linii intersekcyjnej można łatwo wyznaczyć bieg i upad powierzchni, którą ona reprezentuje na mapie. Dokonujemy tego postępując w sposób odwrotny do tego, niż przy wyznaczaniu linii intersekcyjnej.

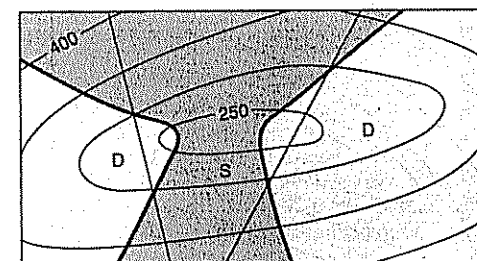
Najpierw zatem musimy znaleźć dwa punkty przecięcia jednej poziomic z linią intersekcyjną i prowadzimy przez nie linię poziomą. Następnie znajdujemy dwa kolejne punkty przecięcia poziomic sąsiedniej, o wyższej lub niższej wartości od poprzedniej, z tą samą linią intersekcyjną i przez nie prowadzimy kolejną linię poziomą. Przez obie te linie, równoległe do siebie, można poprowadzić płaszczyznę, która jest niczym innym jak powierzchnią geologiczną, której biegu i upadu szukamy. Mając zatem dwie linie biegu, różnicę wysokości, na której leżą (odpowiadającą różnicy wysokości poziomic, które przecinają) oraz skalę mapy, możemy wyznaczyć parametry tej powierzchni. Bieg wyznaczymy kątomierzem (wyznaczyliśmy jednak linię upadu), mierząc kąt między kierunkiem północy (ta odpowiada na ogół pionowej ramce mapy) a linią biegu. Upad wyznaczymy na podstawie odległości poziomej między dwiema liniami biegu i różnicy wy-



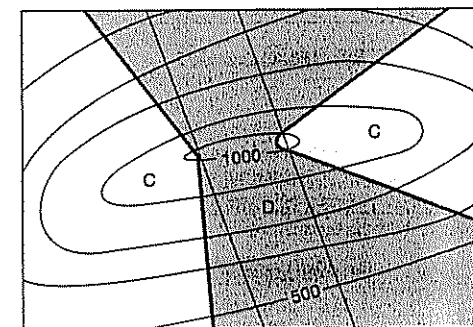
Ryc. 146. Wyznaczanie biegu i upadu powierzchni na podstawie linii intersekcyjnej objaśnienia w tekście

sokości (ryc. 146), a o kierunku upadu informuje nas kierunek spadku wyznaczonej płaszczyzny.

Na podstawie linii intersekcyjnych można wyznaczać również rodzaj i cechy struktur tektonicznych, np. antykliny. Wyznaczony bieg obu skrzydeł poinformuje nas, czy oś antykliny jest pozioma (jeśli linie biegu warstw w obu skrzydłach będą do siebie równoległe), czy nachylona (ryc. 147). Z wielkości upadu skrzydeł uzyskamy informację, czy antykлина jest stojąca (upady skrzydeł jednakowe), czy też pochylona (upady skrzydeł różne) i jaki jest kierunek pochylenia (ryc. 148).



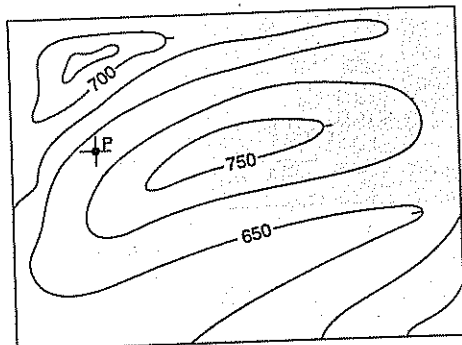
Ryc. 147. Jeśli linie biegu w obu skrzydłach struktury (tu synkliny), wyznaczone na podstawie linii intersekcyjnych, są do siebie równoległe, wówczas oś struktury jest pozioma, jeśli natomiast przecinają się — nachylona



Ryc. 148. Antykлина pochylona. Z linii intersekcyjnych na mapie jednoznacznie wynika, że skrzydło wschodnie jest nachylone pod mniejszym kątem niż skrzydło zachodnie

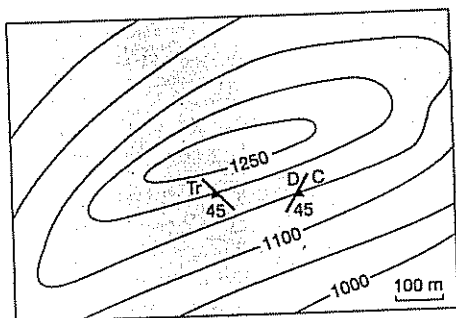
ĆWICZENIA

1. Na mapie (ryc. 149) zaznaczono punkt, w którym stwierdzono występowanie poziomej powierzchni granicznej między osadami triasu i jury. Poprowadź linię intersekcyjną rozdzielającą utwory triasu i jury.

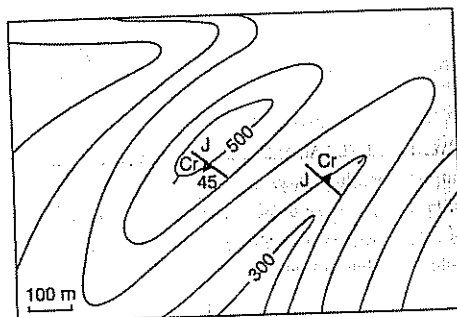


Ryc. 149. Ćwiczenie 1

2. Na mapie (ryc. 150) zaznaczono punkt, w którym dokonano pomiaru parametrów zalegania powierzchni granicznej między dewonem a karbonem, oraz między tymi skałami a skałami trzeciorzędu, przedstawiając je w postaci odpowiednich symboli. Wyznacz linię intersekcyjną spągu trzeciorzędu i linię intersekcyjną granicy dewon/karbon.



Ryc. 150. Ćwiczenie 2



Ryc. 151. Ćwiczenie 3

3. Na mapie (ryc. 151) zaznaczono dwa punkty, w których dokonano pomiarów granicy jura/kređa i przedstawiono je w formie symboli. Poprowadź linię intersekcyjną tej granicy. Jaka struktura tektoniczna jest przedstawiona na mapie?

Literatura uzupełniająca

- Bauer J., 1997: *Przewodnik. Skąty i minerały*. Oficyna Wydawnicza Multico, Warszawa, s. 219.
- Bell F.G., 1998: *Environmental Geology. Principles and Practice*. Blackwell Science, Oxford, s. 594.
- Beurlen K., Lichter G., 1997: *Leksykon przyrodniczy. Skamieniałości*. Świat Książki Warszawa, s. 287.
- Bolewski A., Manecki A., 1990: *Rozpoznawanie minerałów*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 205.
- Bolewski A., Manecki A., 1993: *Mineralogia szczegółowa*. Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa, s. 663.
- Bolewski A., Parachoniak W., 1982: *Petrografia*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 643.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973: *Minerały skalotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 477.
- Ciesielczuk J., Jabłońska M., Kozłowski K., 1999: *Geologia dla studentów geografii*. Wyd. Uniw. Śl., Katowice, s. 189.
- Dzik J., 2003: *Dzieje życia na Ziemi*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 464.
- Foley D., McKenzie G.D., Russell O.U., 1999: *Investigations in Environmental Geology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, s. 303.
- Freeman T., 1996: *Geoscience Laboratory*. John Wiley & Sons, Inc., New York, s. 230.
- Heflik W., 1989: *Kamienie ozdobne Polski*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 256.
- Jachowicz A., Dybowa-Jachowicz S., 2003: *Paleobotanika*. Wyd. Uniw. Śl., Katowice, s. 210.
- Janeczek J., Kozłowski K., Żaba J., 1991: *Zbieramy minerały i skały*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 322.
- Jaroszewski W. (red.), 1986: *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 272.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985: *Słownik geologii dynamicznej*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 310.
- Jubelt R., Schreiter P., 1980: *Gesteinsbestimmungsbuch*. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, s. 200.
- Kotański Z., 1987: *Geologiczna kartografia wglebna*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 332.
- Kozłowski S., 1986: *Sturówce skalne Polski*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 538.
- Książkiewicz M., 1979: *Geologia dynamiczna*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 708.
- Lehmann U., Hillmer G., 1987: *Bezkręgowce kopalne*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 407.
- Łydk K., 1985: *Petrologia skał osadowych*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 286.
- Machalski M., Stolarski J., 1998: *Paleofakty*. Wyd. RTW, Warszawa, s. 144.
- Majerowicz A., Wierzbolowski B., 1990: *Petrologia skał magmowych*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 307.
- Maltman A., 1990: *Geological maps. An introduction*. Open University Press, Milton Keynes, s. 184.
- Maślankiewicz K., 1987: *Kamienie szlachetne*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 396.
- Merrits D., De Wet A., Menking K., 1998: *Environmental Geology. An Earth System Approach*, W.H. Freeman and Company, New York, s. 452.
- Mizerski W., 2002: *Geologia Polski dla geografów*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 256.
- Mizerski W., 2003: *Geologia dynamiczna dla geografów*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 372.
- Mizerski W., Orłowski S., 2001: *Geologia historyczna dla geografów*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 253.

- Montana A., Crespi R., Liborio G., 1998: *Minerały i skały — przewodnik do rozpoznawania*. Oficyna Wydawnicza Multico, Warszawa, s. 608.
- Murck B.W., Skinner J., 1999: *Geology Today. Understanding our Planet*. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Toronto, Singapore, s. 527.
- Nield E.W., Tucker V.C.T. 1985: *Paleontology, an introduction*. Pergamon Press, s. 178.
- Plummer C.C., McGearry D., 1996: *Physical geology*. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque.
- Radlicz-Rühlowa H., Wiśniewska-Żelichowska M., 1988: *Podstawy geologii*. WSiP, Warszawa, s. 408.
- Rapp G., Hill Ch. L., 1998: *Geoarchaeology. The Earth-Science Approach to Archaeological Interpretation*. Yale University Press, New Haven and London, s. 274.
- Roniewicz P. (red.), 1999: *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*. Polska Agencja Ekologiczna S.A., Warszawa, s. 307.
- Ryka W., Maliszewska A., 1991: *Słownik petrograficzny*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 416.
- Sachanbiński M. (red.), 1984: *Vademecum zbieracza kamieni szlachetnych i ozdobnych*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 237.
- Schumann W., 1977: *Steine + Mineralien*. BLV Verlagsgesellschaft, München-Bern-Wien.
- Schumann W., 1981: *Edelsteine und Schmucksteine*. BLV Verlagsgesellschaft, München-Wien-Zürich.
- Seim R., 1987: *Minerale. Sammeln und bestimmen*. Urania Verlag, Leipzig-Jena-Berlin, s. 408.
- Skoczylas J., 1996: *Budowa Ziemi* (t. II *Wielkiej Encyklopedii Geografii Świata*). Wyd. „Kurpisz” Poznań, s. 343.
- Smed P., 2002: *Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, s. 194.
- Sokolowski J., 1990: *Geologia regionalna i złożowa Polski*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 339.
- Stanley S.M., 2002: *Historia Ziemi*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 705.
- Szafer W., Kostyniuk M. 1962: *Zarys paleobotaniki*. PWN, Warszawa, s. 302.
- Szweykowska A., Szweykowski J., 2001: *Botanika*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 637.
- Thompson G.R., Turk J., 1993: *Modern physical geology*. Saunders College Publishing, Philadelphia, Fort Worth, Chicago, San Francisco, Montreal, Toronto, London, Sydney, Tokyo.
- Thompson G.R., Turk J., 1998: *Introduction to physical geology*. Saunders College Publishing, Fort Worth, Philadelphia, San Diego, New York, Orlando, Austin, San Antonio, Montreal, London, Sydney, Tokyo.
- Zumbege J.H., Rutford R.H., Carter J., 1999: *Laboratory manual for physical geology*. WCB McGraw-Hill, Dubuque, IA, s. 268.
- Żaba J., 2003: *Ilustrowany słownik skal i minerałów*. Videograf II, Katowice, s. 504.

Indeks rzeczowy

- Acrotreta* 135
Actaeonella 146–147
Actinocamax 156–157
 Actinopoda 168
Actinostroma 127–128
Aglaophyton 181
Agnostus 140
Ahrensiporites 175
 akritarchy 110, 166
 alabaster 46
 albit 101
Alethopteris 188–189
 aleuryty 80
 Algae 180
 almandyn 38
 alochromatyczność 21
 amfibole 35–37, 50, 69, 96–97, 103–104
 amfibolity 103
 Ammonoidea 150–155
 amonity właściwe 110, 148, 154
Amphipora 127–128
 analiza pyłkowa 175
 ancyloceratyty 155
 andaluzyt 39–40, 95, 105
 andezyt 66
 andezytoidy 60
 anhydryt 46, 70, 90–91
 Angiospermae 193–194
 anizotropowość 13
 Annelida 137–138
Annularia 184–185
 anortozyty 60
 Anthozoa 129
 antygoryt 39, 102
 antyklina 197–200, 210
 apatyt 43–44, 50, 172
Apiocrinus 163–164
 aplity 62, 66–67
 aptych 150–151
 aragonit 44, 84, 95, 128, 130, 145
Archaeocyatha 126
Archeocalamites 184–185
 archeocjaty 110, 126–127
 archeokalamity 184–185
Archimedes 137
 arkoza 80, 99
 Arthropoda 138–141, 171–172
 Articulata 133–136
Asaphus 140–141
 asfalty naturalne 93–94
Asterophyllites 184
 astrorizy 127–128
Asylospongia 125
Atrypa 135–136
 augit 36, 59
Aulopora 131–132
 azuryt 45
 Bacillariophyceae 169
Baculites 155
Baiera 193
 barwa 21
 baryt 46
 batolity 58
 bazalt 66
 bazaltoidy 60
 Belemnitida 155–157
Belemnites 157
 belemnity 155–157
Belemnopsis 156–157
Bellerophon 146
Beneckeia 153
 Bennettitopsida 190
 benetyty 190
 bentonit 81–82
 beryl 50
Betula nana 194
 bieg powierzchni 196–197, 212–213
 biohermy gąbkowe 85, 124, 127
 biostratygrafia 107, 110–111
 biotyty 34, 59, 69, 103–105
Biretisporites 175
Bivalvia 143–145
 blastomylonity 100
 blasty 96–97, 104
 bliźniaki krzyżowe 46
 – podwójne 45
 bloki 77, 82
 blokowiska 78
 boehmit 40
 boksyty 84
 bomby wulkaniczne 77
 Brachiopoda 132
 brekcja okruchowa 100
 – osadowa 78
 – tektoniczna 100
 – wulkaniczna 77
 Bryozoa 136–137
 bursztyn 192
Calamites 184
Calceola 129, 131
 Calcispongiae 124
 Calpionellidae 169
Calymene 140–141
Candiceras 154
Candona 172
 cechy powierzchni ziaren 72
 – strukturalne 70
 – teksturalne 73
 Cephalopoda 147–157
Ceratites 153

ceratyty 151, 153
chalcedon 29–30, 70, 89, 95, 102
chalcedonowe krzemienie 70
chalkopiryt 43
Cheiloceras 152
Chlorophyta 180
chloryty 40, 95, 99, 101–103
Chonetes 135–136
Chordata 172–174
chromit 40–42, 50, 102
Chrysophyta 169
chryzotyl 39, 97, 102
Cidaris 161–162
ciężar właściwy 26
Ciliata 169
Cinnamomum 194
Clymenia 153
Cnemidastrium 125
Cnidaria 128
Coccolithophorales 170–171
Coeloptychium 125
Coenothyris 135–136
Coleoidea 155–157
Coniferophyta 191–192
Conocoryphe 140–141
Conodonta 172–174
Conulus 162
Conus 146
Cooksonia 181
Cordaitopsida 190
Corymopteris 185–186
Coscinodiscus 170
Crinoidea 163
Ctenis 189
Cycadopsida 187–190
Cyrtograptus 153
Czekanowska 193
czerty 90
czerwony porfir bałtycki 65

dacytoidy 59
dacyty 59
Dadocrinus 163–164
Dadoxylon 191
dajki 57
Darwinula 172
Demospongiae 124
Dendrograptus 158
dendroidy 158
dendryty 19–20
denkowce 131–132
diabaz 62, 67
diagram pyłkowy 175, 177
– Zingga 73
diallag 36
diaspor 40
Diatomeae 169

diatomity 89, 169
Diceras 144–145
Dictyonema 158
Didymograptus 159
diopsyd 103
dioryt 66
diorytoidy 60
Diplograptus 159
Discopteris 185–186
Ditrupe 138
dolomit 44, 70, 88, 95, 103–104
– diploporowy 180
dolomityzacja 88
dolosparyt 8
Drepanodus 173–174
druzy 19, 56, 70
Dryas ostopetala 194
Duvalia 157
dwójtomność 23
dysten 39–40, 95

Echinocorys 162
Echinodermata 160
Echinoidea 160
eklogit 97, 104
elementy ograniczające kryształ
14
– symetrii kryształu 14, 16
Ellipsocephalus 140
Embryophyta 180–186
Encrinurus 163–164
Endoceras 149–150
epidoty 40, 96, 105
epizona 99
Equisetum 184
eratyki 103
ewaporaty 90–91
Exogyra 144–145

facja skał magmowych 56
– abisalna 58
– hipabisalna 57
– mezoabisalna 58
– subwulkaniczna 57
– wulkaniczna 56
fałd przewalony 11, 77
fałdki ptygmaticzne 105
Favosites 131–132
Fenestella 137
Ficus 194
Flabellum 131
fluoryt 46
folioid 39, 70
Foraminifera 167
formacja 117
fosforany 43–44
fosforytyzacja 109

fosylizacja 107, 136, 139
Fragilaria 170
frakcja 70, 74
– aleurytowa (mułowa) 71, 82
– psamitowa (piaskowa) 71, 79, 88
– psefitowa (iłowa) 71
– psefitowa (żwirowa) 70, 81
frankolit 43
fyllity 99, 101–102, 105

gabroidy 60
galenit 43
Gastropoda 145–147
gaz ziemny 93
gąbki 124–126, 127
– kamienne 124, 126
– koralowcowe 124
– szklistoszkietowe 124–126
– wapienne 124–125
– zmiennoszkietowe 124, 126
Geinitzia 192

geoda 19, 56, 70
geza 89
gestość 26
Ginkgo biloba 192–193
Ginkgopsida 192–193
gips 45–46, 70, 79, 90–91
gipsowce różce pustyni 70
glabella 139
glaukonit 39, 70, 90
glinka ogniotrwała 81
gliny 82
Globigerina 167–168
Globotruncana 167–168
glony 179–180
– wapienne 180
glosopterydy 187
glazowiska 78
głowonogi 147
gnejs 103

– biotytowy 103
– hornblendowy 103
– laminowany 103
– oczkowy 100, 103
– oligoklazowy 103
– smużysty 100
– warstewkowy 100
goethyt 40, 42, 95
Goniatis 152
goniatyty 110, 151
Goniatoclymenia 153
grabulit 97
graft 47, 96
granaty 38, 50, 79, 96, 99, 101–105
– zwyczajne 38
granica geologiczna 206, 209, 211, 212

granitoidy 59, 65, 103–104
granity alkaliczno-skalenkowe 59
granodiority 59, 65
granulit 104
Grapholithoidea 158
graptolity 110, 159–159
– właściwe 158–159
grupa 117
gruz 78

halit 46, 70, 90
halogenki 46–47
Halysites 132
hematyt 40–41, 50, 95
Hemichordata 157–158
Hemicidaris 161–162
Hexagonaria 129, 131
hialit 29
Hibolites 156–157
Hindeodella 173–174
Holmia kjerulfii 110
Hoploscapites 155
Horidonia 135–136
hornblenda 59–60, 103
hornfelsy 105
Hyalospongiae 124
hydrargilit 40
hyolity 143

idioblasty 96, 103
illit 39, 70
ilmenit 40–42, 50
il 82
– pstry poznański 82
– radiolariowy 168
– warwowy 82
ilowiec 82
impakty 99
Inarticulata 133–135
Inoceramus 144–145
inoceramy 110
intersekcja 206–213
intruzje 57, 62, 104
– niezgodne 58
Isastrea 131

jednorodność chemiczna 13
– fizyczna 13
jednostki biostratygraficzne 113
– litostratygraficzne 117
jeżowce 160–162

kajtoniowce 187
kalamity 184–185
kalcyt 44–45, 70, 82, 84, 90, 95, 101, 103, 105, 128, 133, 169, 171

kalcytowe kukielki lessowe 70
kalcytyzacja 109
kalpionellidy 169
kaolin 81
kaolinit 39, 70, 81
karnalit 46, 90
katakazyty 100
katakazona 99–100, 103
kaustobiolity 91–94
– ciekłe i gazowe 93
kierunek upadu (nachylenia) po-
wierzchni 197, 213
klasyfikacja wapieni 85
kliment 151, 153
klinolity 184
kokolity 170
kokolitowce 171
kolofanit 43
komórka elementarna 14
Kontoria 181
konkrety 70, 90
– fosforytowe 90
konodonty 172–174
– platformowe 173–174
– proste 173
– złożone (gałązkowe) 173–174
koprolity 109
koralowce 112, 129
– czteropromienne 110, 130
– sześciopromienne 130
kordaity 190–191
kordieryt 95, 105
korelacja biostratygraficzna 121
– litostratygraficzna 116
– stratygraficzna 110–113, 180
korund 40–41, 50, 79
korzenionóżki 167
Kosmoceras 154
krasnorosty 180
kreda jeziorna 87
– pisząca 86, 171
krystalizacja 109
kryształ 13, 36
– narosły 14
– pojedynczy 18
– wielokrotny 18
– wrosły 17, 70
krzemienie 70, 90
ksenoblasty 96
ksenolity 56
kształt ziaren 72–73
kwarc 29–31, 50, 58, 60, 70, 78–79, 90, 92, 95, 101–105
– α 31
– β 31
kwarcyt 78, 80, 101

Laccolis 125
Lacunosella 135–136
Laevigatosporites 175
Lageria 167–168
Lagenicula 175
lakkolity 57
lamina 127
laminacja 101
lamprofir 62
lapille 77
lateryty 84
latylaminy 127–128
Laurophyllum 194
Lebachia 192
Leperditia 172
Lepidodendron 183
lepidokrokit 40
lessy 81
lilowce 163
Lima 144–145
limonit 42, 81
Lingulella 135
Lingula 135
linia amonitowa 151
– biegu 196–197, 209, 212
– ceratytowa 151
– goniatytowa 151
– intersekccyjna 206–213
– przegrodowa 148, 150–151
– upadu 196–197
Liquidamber 194
Lithistida 124
Lithostrothion 129
Lithothamnium 86, 180
litostratygrafia 107, 115–116
Lituites 149–150
lityfikacja 84
lizardyt 102
Lophia 144–145
lopolity 57
luka stratygraficzna 111–112, 116
Lunulites 137
Lycophytina 181–183

łodzik 147–150
łodzikowate 148–150
łupki biotytowe 102
– brachiopodowe 134
– chlorytowe 101, 105
– dachowe 82
– grafitowe 101
– ilaste 82, 101
– kwarcytowe 102
– mikowe 102–103
– mułowe 81
– muskowiowe 102
– palne 94

lupki serycytowe 101, 105
 – serycytowo-chlorytowe 101
 – talkowe 101
 – zielenicowe 101
 lupliwość 24–25, 36
 – jednokierunkowa 24–25
 – wielokierunkowa 24–25

Macrocephalites 154
 magnetyt 40–41, 50, 79, 95, 102, 105
 magnetyzm 26
 magnezyt 102
 makrospory (megaspory) 174, 183, 185
 malachit 45
 małże 143–145
 małżoraczki 171–172
Manticoceras 152
 mapa planisekcyjna 196–202, 207
 margle 87–88, 169
 – globigerinowe 167
Mariopteris 188–189
 markasyt 42–43
 marmur 103
 – dolomitowy 104
 – kalcytowy 104
 martwica karniowicka 191
 – wapienna 87,
Megateuthis 157
 metale rodzime 26
 metody diastroficzne 117–120
 – promieniotwórcze 119
 mezozona 99
 miarole 55–56
 miąższość 206
Micraster 162
 mięczaki 142–157
 międzynarodowa klasyfikacja skal magmowych 58, 61
 migmatyt 105
 miki 34–35, 50, 81, 95, 99, 102–104
 mikrogranit 60
 mikroklin 103
 mikroskamieniałości 166–178
 mikrospory 174, 183, 185
 mikryt 84
 miorzębowe 192–193
 mineraloid 11
 minerały 11
 – achromatyczne (bezbarwne) 21
 – akcesoryczne 50
 – alochromatyczne (zabarwione) 21
 – alogeniczne 69
 – anizotropowe 23
 – autogeniczne 70

– femiczne 69
 – główne 50, 58
 – higroskopijne 46
 – idiochromatyczne (barwne) 21
 – ilaste 39, 70, 81, 88, 90, 92
 – nieprzezroczyste 22
 – pierwotne 50
 – poboczne 50
 – półprzezroczyste 22
 – przeświecające 22
 – przezroczyste 22
 – sialiczne 70
 – skalotwórcze 11, 95–96, 106
 – wtórne 47, 50–51, 56
 – złożowe 11
 miospory 174
 Mollusca 142–157
Monograptus 159
 montmorillonit 39
 monzonity 60, 66
 mszaki 179
 mszywioly 112, 136–137
 muł 81
 – globigerinowy 167
 – kokolitowy 171
 – okrzemkowy 170
 – pteropodowy 146
 – radiolariowy 168
Murex 146
 muskowi 34, 62, 70, 102–103
 mylonity 100
Myrica 194
 nagozależkowe 179, 181, 187–193
 – drobnolistne 190–193
 – wielkoliste 187–190
Naricula 170
 nasiennne 186–194
 Nautiloidea 148–150
Nerinea 146–147
Neuropteris 188–189
Nilsonia 189
Nodibeyrichia 172
Nodosaria 167–168
Nummulites 168
 numulity 110
Obolus 135
 obsydian 59
 odcisk 109, 189, 193
 oddzielność 25
 odlew 109
 ogniwo 117
Oistodus 173–174
 okrytozależkowe 179, 193–194
 okrzemki 169–170
 – pierzaste 169

– promieniste 169
Olenus 140–141
 oliwiny 37, 60, 69
 – właściwe (chryzolity) 37
 omfacyt 104
 oolity 87
 opał 29–30, 70, 89
 opalizacja 23
 opoka 89
 orientacja składników 73
Orthis 136
Orthoceras 149–150
 orzęski 169
 Ostracoda 171–172
 ostrzygi 112, 143
 oś fałdu 197, 199
 ośrodek 109
 otoczaki 78
Otozmites 190
 otwornice 167
Ozarkodina 173–174
Pachydiscus 154
 paleobotanika 179
Palmatolepis 173–174
 paprocie kopalne 185
 – nasienne 187–189
 paprociowe 179, 181, 185–186
 paprotniki 181–186
Paradoxides 140–141
 paramorfoza 18
Parawoekhlumera 153
Parkinsonia 154
 parzydełkowce 128
Pecopteris 185–186
 pegmatyty 62, 66
 pelit 81
Penacrinus 163–164
Perisphinctes 154
 perydot 62
Phacops 140–141
 piaski eoliczne 79
 – fluwioglacjalne 79
 – rzeczne 79
 – strefy płytkomorskiej 79
 – wulkaniczne 77
 piaskowce ciosowe 193
 – kwarcowe 99, 115
 – kwarcytowe 80
 – obolusowe 133
 – ortidowe 134
 – szydlowieckie 79
 – żarnowieckie 79
 pierścienie 137–138, 173
Pinnularia 170
 Pinophytina 190

pirokseny 35–37, 54, 69, 96–97, 103, 105
 pirop 38
 piryty 42–43, 50
 plagioklasy 32–33, 58, 60, 62, 70, 103, 105
 planisekcyjna 196
 pleochroizm 21
Pleuromeia 183
Pleurotomaria 146–147
 płaszczowina 117
 pnie 58
 – wulkaniczne 57
 pochwówce 148, 150, 155–157
 podpoziom 113
 pokrój minerału 17–18, 36
 – blaszkowy 17–18
 – izometryczny 17–18
 – słupkowy 17–18
 – tabliczkowy 17
 pokrywa lawowa 118
 polimorfizm 18
Polygnatus 173–174
Polygonum viviparum 194
 polysk 22–23, 102
 – diamentowy 23, 47
 – jedwabisty 22, 45
 – matowy 23
 – metaliczny 23
 – perłowy 22, 45, 46
 – półmetaliczny 23
 – szklisty (zwykły) 22, 45, 46
 – tłusty 22, 45, 47
 – żywiczny 22
 popioły wulkaniczne 77
 porfir alandzki 66
 – bezkwarcowy 59, 65
 – Bredvad 66
 – Grönklitt 66
 – kwarcowy 59, 65
 porfiroblast 96, 100–101
 Porifera 124
Porosphaera 125
 porwaki 56
Posidonia 144–145
 postać krystalograficzna 14
 potencjał fosylizacyjny 108–109
Potentilla fruticosa 194
 poziom 113
 – współwystępowania 113–114
 – zasięgu gatunku 113–114
 – zespołowy 113–114
 półstrunowce 157–158
 profil geologiczny 118–119
 – skalny 112
 promienie (radiolarie) 168–169
 promienionóżki 168

Protista 166–171
 protisty 166–171
Protocythere 172
 przelam 25, 101–102
 – gładki 25
 – haczykowaty 25
 – muszlowy 25, 89
 – nierówny 25
 – równy 25
 – zadziorowaty 25
 – ziarnisty 25
 – ziemisty 25
 przezroczystość 22
 psamity 78–80
 psefity 78
Pseudaganides 149–150
 pseudomorfoza 18
Psilophyton 181
 Pteridophyta 181–186
 Pteridospermopsida 187
Pterophyllum 190
Pterophytina 185–186
Pygmatis 146–147
 pumeks 60
 pyl 81
Quinqueloculina 168
 radosom 158–159
 radioaktywność 26
 Radiolaria 168
 radiolaryt 89, 168
 ramienionogi 132–136
 – bezzawiasowe 133–135
 – zawiasowe 133–136
 rapakiwi 63, 65
Rastrites 159
 rekrystalizacja 109
 relikty 56, 58, 103, 105
Renaultia 185
 rezydium 84
 Rhizopoda 167
Rhynia 181
 riodacyty 59, 65
 riolit alkaliczny 65–66
 riolity alkaliczno-skaleniove 59
 Rodophyta 180
 ropa naftowa 93
 rośliny telomowe 179–186
 rów tektoniczny 201
 Rugosa 130
 rutyl 40–42, 50, 79
 ryniofity 179–181
 rysa 22
Sabellidites 137
 sagowce 189

Salix herbacea 194
 – *polaris* 194
Scaphites 155
Schloenbachia 154
 Scleractinia 130
 Sclerospongiae 124
Scolithos 138
 scoria 77
 sekrecje 70
Sellithyrus 135–136
Sequoia 192
 serpentyn 39, 96, 101
 serpentynit 102
Serpula 138
 serycyt 96
Setosporites 175
 sfaleryt 43
 siarczany 45–46
 siarka rodzima 47
Sigillaria 183
 sille 57, 118
Siphonia 125
 sjenitoidy 60
 sjenity 60
 skala Mohsa 23–24
 skalenie 32–33, 58, 62, 80–81, 95, 101, 104–105
 – alkaliczne (potasowe) 32–33, 59–60, 70
 skaleniove (foidy, skalenoidy) 33–34, 50, 58, 70
 skały abisalne 58
 – alitowe 83
 – biochemiczne 84
 – chemiczne 69, 84
 – detrytyczne 70
 – efuzyjne (wylewne) 56
 – ekstruzyjne 56
 – epimetamorficzne (facji zielenicowej i zeolitowej) 101–102
 – głębinowe 59–60
 – ignimbryty 49
 – ilaste 81, 99, 101
 – katamorficzne (facji granulitowej i eklogitowej) 104
 – klastyczne 70, 83
 – kontaktowo-metamorficzne 98–99, 104
 – krzemionkowe 89–90
 – kwaśne 58–59, 62–63, 99
 – luźne 78
 – magmowe 31, 33–34, 36–37, 41, 49–68, 95–96, 99, 118
 – metamorficzne 31, 33, 35, 37, 39, 41, 45, 49, 58, 95–106
 – metamorfizmu dyslokacyjnego 98

skały mezoabisalne 58
 – mezometamorficzne (facji amfibolitowej i glaukofanowej) 102–104
 – monomineralne 103
 – obojętne 59–60, 62, 99
 – okruczowe 69–84
 – organogeniczne 69, 84
 – ortometamorficzne 98
 – osadowe 35–37, 39, 45, 49, 69–96, 102–103, 105
 – parametamorficzne 98
 – piroklastyczne 49, 77–78
 – plutoniczne 49, 54, 56, 58, 62, 100
 – polimiktyczne 80
 – rezydualne (regolity) 69–84
 – siarczane 90
 – skrajnie kwaśne 58
 – – zasadowe (ultrasadowe) 59–60, 102
 – solne 90
 – ultrametamorficzne 105
 – wulkaniczne 49, 54, 56, 62
 – zasadowe 59–60, 62–63
 – zmetamorfizowane regionalnie 98, 100
 – żyłowe 49, 54, 56, 60, 62
 skamieniałości 107, 112–115, 127, 142, 168, 179, 193
 – przewodnie 110–119, 159, 169, 172
 – roślinne 179–195
 – śladowe 109, 137
 skarny 105
 skolekodonty 137, 166
 skrzydło wiszące 199, 201, 212
 – zrzucone 199, 201, 212
 skrzypowe 179, 181, 183–185
 sorpcja 81–82
 sól kamienna 91
 – potasowo-magnezowa 91
 sparyt 85
 Spermatophyta 186–194
Sphenophyllum 184
Sphenophytina 183–185
Sphenopteris 188–189
Spinozonotrites 175
Spirifer 135–136
Spirorbis 138
 spoiwość 81, 83
 spoiwo 73, 75, 100
 – chemiczno-detrityczne 76
 – dolomityczne 75
 – ilaste 75
 – krzemionkowe 75
 – krzemionkowo-żelaziste 75

– margliste 75
 – typu kontaktowego 76
 – – masy wypełniającej 76
 – wapniste 75
 – żelaziste 75
 spongiolity 89
 sporomorfy 174
 staurolit 39, 95, 99
 stawonogi 138–141, 171–172
Stelliosporites 175
 stopień automorfizmu 17
 – krystaliczności 51
 – obtoczenia 72
 – selekcji 71
 stratygrafia 107–120, 146, 169, 171, 175, 179, 182
 strefa fotyczna 129
 strefy metamorfizmu 99–101, 104
Stromatopora 127–128, 137
Stromatoporoida 127
 stromatoporoidy 127–128
 struktura 51, 96–97
 – afanitowa 52–53, 57, 96
 – aleurytowa 96
 – bardzo gruboziarnista 52
 – drobnoziarnista 52
 – drobnoziarnista 52
 – faneroblastyczna 96
 – fanerokrystaliczna 52
 – fanerokrystaliczno-porfirowa 52, 57
 – fibroblastyczna 97
 – granoblastyczna 97, 101, 103–105
 – granolepidoblastyczna 103
 – gruboblastyczna 97, 103–104
 – gruboziarnista 52, 57–58, 60
 – hialinowa (szklista) 51, 57, 60, 96
 – hipokrystaliczna 51, 57, 96
 – holokrystaliczna 51, 57
 – homeoblastyczna 96, 101, 103–104
 – lepidoblastyczna 97, 102, 105
 – mozaikowa 101
 – nematoblastyczna 97, 103–104
 – nierównoziarnista 52
 – ofitowa 54
 – pelitowa 96
 – pismowa 53, 60
 – poikilitowa 54, 104–105
 – porfiroblastyczna 96, 102–103
 – porfirowa 52–53, 56, 96
 – równoziarnista 52
 – specjalna 53
 – średnioblastyczna 97, 103–105
 – średnioziarnista 52, 58

strunowce 172–174
 substytucja 109
 syderyt 44–45, 70, 88, 95
 sylikacja 109
 sylimanit 39–40, 95
 sylwin 46, 70, 90
 synklina 197–200, 210
Syringopora 132
 systematyka naturalna 114
 – skal klastycznych 76–77
 – szklana 114
 szarogłazy 80, 99
 szczotki krystaliczne 19–20
 szkarłupnie 160–163
 szkielety 108
 szpilkowe (iglaste) 191–192
 ślimaki 145–147
 Tabulata 131–132
 talk 39, 96, 102
 tekstura 54, 83, 97–98
 – bezładna 54, 57–58, 73, 97, 100–105
 – faliasta 102
 – fałdowa 98
 – fluidalna 54, 57, 98
 – gąbczasta 55, 57, 60, 77
 – gnejsowa 58, 97, 104
 – kulista 54–55
 – linijna (lineacja) 54–55, 97–98, 102
 – lupkowa 100–103
 – miarolityczna 55, 62
 – migdałowcowa 56–57
 – oczkowa 97, 103
 – pęcherzykowata 55–57
 – płaskorównoległa (foliacja) 54–55, 97–99, 101–102, 104–105
 – porowata 55
 – równoległa 54
 – słojsowa 98
 – soczewkowa 103
 – uporządkowana (kierunkowa) 54, 97, 100, 103–104
 – zbita 55, 57–58, 60, 97, 101–102
 – zorientowana 73
 tentakulity 142
 terra rosa 84
Textularia 167–168
Thamnostrea 131
Thecosmilia 131
 tility 83
 tonality 59
 topaz 40

torf 92, 179, 192
Tornoceras 152
 trachitoidy 60
 trachybazalt 66
 trawertyny 87
Tremadictyon 125
Trigonia 144–145
Trilobitae 138–141
Tripurites 175
Triquitriles 175
 trylobity 110, 138–141
 trymerofity 179, 181
Tuberculatisporites 175
 tuf 99
 – porfirowy 66
 – wulkaniczny 77
 tufit 77
 turmaliny 38, 50
Turritiles 155
 twardość 23
 tytanit 50

układ krystalograficzny 14, 15
 ultramafity 58
 upakowanie 73
 uporządkowana budowa wewnętrzna minerału 13
 uskok 119, 206, 210
 – przesuwczy 199–200
 – zrzutowy 119–201, 210, 212
 uwęglanie 109
 uziarnienie frakcyjne 74
 – jednorodne 74

Valvisporites 175
Venus 144–145

Verrucosporites 175
Voltzia 192

wapienie 84–88, 131, 152
 – beyrichiowe 172
 – bitumiczne 87
 – fitogeniczne 85
 – gąbkowe 86
 – glaukonityczne 87
 – kredowe 86
 – krynowide 86, 163
 – litotamniowe 86, 180
 – mikrytowe 85
 – muszlowe 86
 – naciekowe 87
 – nieorganogeniczne 85
 – numulitowe 86
 – onkolitowe 86
 – oolitowe 87
 – organodetrytyczne 85
 – organogeniczne 85
 – pelitowe 169
 – piaszczyste 88
 – płytowe 88
 – rafowe 85
 – skaliste
 – stromatolitowe 86
 – ziarniste 85
 – zoogeniczne 85
 warstwa 117
 warstwowanie krzyżowe 74–75
 – poziome 74–75
 – rynnowe 74–75
 – skośne 74–75
 – przekątne 74–75
 wapienie koralowcowe 79



węgiel brunatny 92, 192
 – kamienny 93, 182
 węglany 44–45, 92
 widlakowe 179, 181–183
 wiek bezwzględny 107, 119–120
 – względny 107, 110, 117–119
 właściwości optyczne kryształów 21
 wolastonit 95
 wskaźnik barwy – M 58

Zamites 190
 zapach minerałów 26
Zaphrentis 129, 131
 zarodniki 174–175, 179
 zasada superpozycji 117
 zbliżniaczenia 18–19
 zęby 108
 ziarna automorficzne 17
 – hipautomorficzne 17
 – ksenomorficzne 17
 – obcokształtne 96
 zieleńce 101, 180
 ziemia okrzemkowa 89, 169
 zlepieniec zygmutowski 78
 zlepieniec 78
 złoconice 169–171
 zmienność facjalna 111
Zonalesporites 175
 zosterofilofity 179, 181
Zosterophyllum 181
 zrzut tektoniczny 201
 zrosty 18–19

żwiry 78
 żyły kominowe 57

Opracowała Katarzyna Pisaniec

