

Geologiczny podział dziejów Ziemi

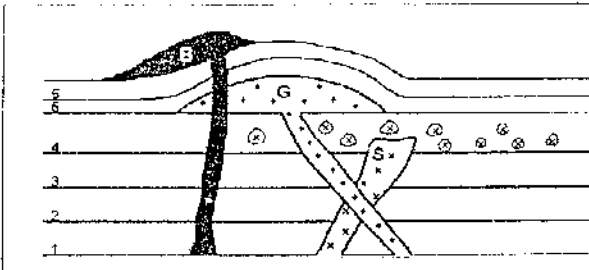
Nie istnieje żadna metoda bezpośredniego pomiaru czasu geologicznego. Dlatego geologiczny podział dziejów Ziemi oparty jest na wieku względnym.

! Wiek względny - wiek zdarzeń geologicznych i ich efektów (skał, struktur tektonicznych itd.), wyrażony przez porównanie z innymi zdarzeniami i ich efektami.

Ustalaniem względnego wieku skał budujących skorupę ziemską zajmuje się stratygrafia. Wykorzystuje ona dwie podstawowe zasady metodologiczne: zasadę superpozycji i zasadę przecinania.

➔ **Zasada superpozycji** głosi, że - przy braku zaburzeń tektonicznych - wyżej leżące warstwy skał osadowych są młodsze od warstw leżących pod nimi.

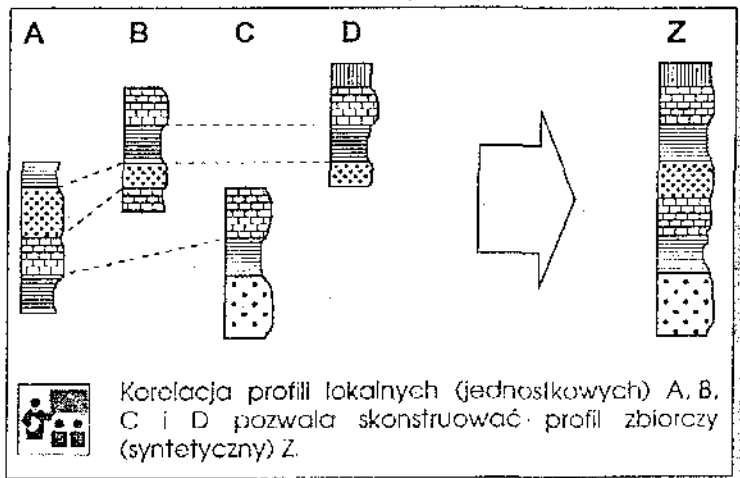
➔ **Zasada przecinania** głosi, że skały przecięte intruzją magmową są od tej intruzji starsze.



Zgodnie z zasadą superpozycji warstwa 1 jest starsza od warstwy 2, warstwa 2 jest starsza od warstwy 3 itd. Natomiast wedle zasady przecinania żyła S jest młodsza od warstw 1-3, ale starsza od warstwy 4 (bo w warstwie tej występują fragmenty skał tworzących żyłę). Intruzja G jest młodsza nie tylko od warstw 1-4 oraz od żyły S, ale i od warstw 5 i 6 (bo spowodowała ich deformację). Najmłodszy jest wylw B.

Tok badań stratygraficznych obejmuje:

- konstrukcję lokalnych profili stratygraficznych, pokazujących następstwo (a więc i wiek względny) warstw w danym rejonie kuli ziemskiej;
- korelację profili, czyli wskazanie w różnych profilach odpowiadających sobie kompleksów skalnych;
- na tej podstawie - konstrukcję profili zbiorczych (syntetycznych), dotyczących większych obszarów kuli ziemskiej;
- podział profili zbiorczych na jednostki stratygraficzne i ich korelację z innymi profilami zbiorczymi.



Korelacja profili lokalnych (jednostkowych) A, B, C i D pozwala skonstruować profil zbiorczy (syntetyczny) Z.

W badaniach stratygraficznych można brać pod uwagę różne cechy skał. Dlatego istnieje wiele podziałów, z których najważniejszymi są:

- *podział biostratygraficzny*, porządkujący i grupujący warstwy skalne na podstawie zawartych w nich skamieniałości;
- *podział litostratygraficzny*, porządkujący i grupujący warstwy skalne na podstawie kryteriów litologicznych.

Syntezą tych - i jeszcze innych - podziałów jest

- *podział chronostratygraficzny*, grupujący skały skorupy ziemskiej według ich wieku.

! Jednostkami podziału chronostratygraficznego, czyli **jednostkami chronostratygraficznymi** są zespoły skał powstałych w danym przedziale czasowym historii Ziemi. Każdej jednostce chronostratygraficznej odpowiada **jednostka geochronologiczna**, reprezentująca sam interwał czasowy.

Istnieją następujące jednostki chronostratygraficzne i geochronologiczne o stopniowo malejącej randze:

Jednostka chronostratygraficzna	Jednostka geochronologiczna
Eonotem	Eon
Ératem	Era
System	Okres
Oddział	Epoka
Piętro	Wiek
Chronozona	Chron

Podział chronostratygraficzny opiera się na czasie, którego bezpośrednio nie można mierzyć. Wszystkie metody "oznaczania wieku bezwzględnego skał" są tylko metodami jego rekonstrukcji (szacowania), a nie pomiaru.

Podstawową metodą rekonstrukcji czasu geologicznego jest **metoda izotopowa**.

Opiera się ona na badaniu minerałów zawierających izotopy promieniotwórcze. Gdy ziarna takich minerałów krystalizują po raz pierwszy, wchodząc w skład tworzącej się skały, nie zawierają - w przypadku idealnym - żadnych atomów potomnych. Pierwotny stosunek liczby atomów potomnych do liczby macierzystych atomów radioaktywnych wynosi więc zero, co wskazuje na "zerowy" wiek minerału. W miarę upływu czasu atomy macierzyste zmieniają się wskutek rozpadu promieniotwórczego w atomy potomne, zajmujące ich miejsce w ziarnach mineralnych. Znając okres połowicznego rozpadu (T) danego nuklidu radioaktywnego, trzeba tylko wyznaczyć stosunek ilościowy nuklidu potomnego i macierzystego (N_p/N_0) w ziarnach, aby z równania

$$t = T \ln [(N_p/N_0) + 1]$$

móc wyliczyć *wiek radiometryczny*, czyli miarę czasu, jaki upłynął od chwili rozpoczęcia rozpadu, tzn. od powstania minerału.

Najczęściej stosowanymi wariantami metody izotopowej są:

- **metoda ołowiowa**, wykorzystująca przemiany: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ (o okresie połowicznego rozpadu $T = 4.51 \cdot 10^9$ lat), $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ ($T = 7.13 \cdot 10^8$ lat) oraz $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ ($T = 1.39 \cdot 10^{10}$ lat);
- **metoda argonowa**, wykorzystująca przemianę $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ ($T = 1.31 \cdot 10^9$ lat);
- **metoda strontowa**, wykorzystująca przemianę $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ ($T = 5.0 \cdot 10^{10}$ lat);
- **metoda radiowęglowa**, wykorzystująca przemianę $^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$ ($T = 5730$ lat).



Wzór na wiek radiometryczny wynika bezpośrednio z prawa rozpadu promieniotwórczego $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$, gdzie N_t jest liczbą atomów izotopu promieniotwórczego po upływie czasu t , N_0 - liczbą atomów tego izotopu w chwili początkowej ($t = 0$), zaś $\lambda = 1/T$ - stałą rozpadu danej przemiany promieniotwórczej. Zatem liczba atomów produktu rozpadu po czasie t wynosi $N_p(t) = N_0 - N_t = N_0 (1 - e^{-\lambda t})$, zaś $N_p/N_t = e^{\lambda t} - 1$.

Tabela geochronologiczna

EON	ERA	OKRES	EPOKA	Wiek granic (mln lat)	OROGENEZA		
FANEROZOICZNY	KENOZOICZNA	CZWARTORZĘD		Holocen	0.01	ALPEJSKA	
				Plejstocen	1.67		
		TRZECIORZĘD	NEOGEN	Pliocen	5.5		
				Miocen	24		
				Oligocen	36		
			PALEOGEN	Eocen	55		
				Paleocen	66		
				KREDA			Późna
				Wczesna			
		JURA			Późna		210
			Środkowa				
			Wczesna	(240)			
			Późny				
	TRIAS			Środkowy	250		
				Wczesny			
	PALEOZOICZNA	PERM			Późny	290	WAPYSCYJSKA (HERCYNSKA)
					Wczesny		
		KARBON			Późny	360	
					Wczesny		
		DEWON			Późny	(380)	
			Środkowy				
			Wczesny	410			
			Późny				
SYLUR				Późny	440		
				Wczesny			
ORDOWIK			Późny	500			
			Środkowy				
			Wczesny	590			
			Późny				
KAMBR			Środkowy	590	KALEDOŃSKA		
			Wczesny				
			Późny				
PREKAMBR	PROTEROZOIK			Późny	2500	ASSYŃSKA	
				Środkowy			
				Wczesny			
		ARCHAIK		4000			
EON PRYSKOICZNY					4600		

Cechy minerałów

! **Minerał** - pierwiastek, związek lub jednorodna mieszanina pierwiastków lub związków chemicznych, w warunkach normalnych o stałym stanie skupienia, powstała w wyniku procesów geologicznych lub kosmologicznych.

Zdecydowana większość minerałów występuje jako kryształy. Tylko nieliczne (np. opał, bursztyn, ozokeryt, asfalt) są ciałami bezpostaciowymi.

! **Kryształ** - ciało o uporządkowanej budowie wewnętrznej, w którym atomy lub jony rozmieszczone są w węzłach tzw. sieci krystalicznej.

Przy makroskopowym rozpoznawaniu minerałów wykorzystuje się następujące ich cechy: pokrój kryształów, postać skupień, łupliwość, przełam, twardość, barwę, rysę, przezroczystość i połysk; w wyjątkowych przypadkach bierze się pod uwagę także inne własności.

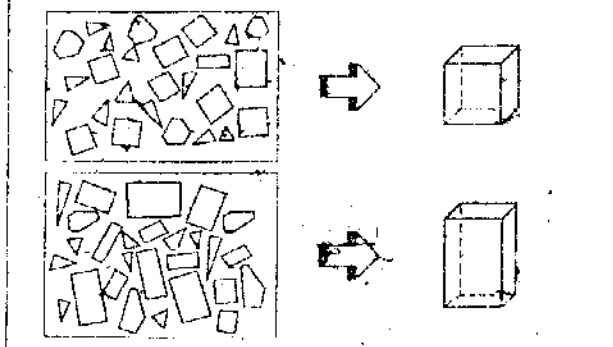
1 Pokrój kryształów jest to ich ogólny kształt.

Określa się go, porównując wymiary (a , b i c) kryształu w trzech prostopadłych do siebie kierunkach. Istnieją cztery podstawowe typy pokroju:

- izometryczny ($a \approx b \approx c$):
- tabliczkowy ($a \neq b \neq c$):
- płytkowy ($a = b > c$):
- słupowy ($a \approx b < c$):

Odmianą pokroju tabliczkowego jest pokrój listewkowy ($a \neq b \ll c$), odmianami pokroju płytkowego - pokroje blaszkowy i łuseczkowy ($a \approx b \gg c$), zaś odmianami pokroju słupowego - pokroje: pręcikowy, igielkowy i włóknisty ($a \approx b \ll c$). Ponadto opisując pokroje można stosować przedrostki typu: grubo-, cienka-, krótko- i długo- (np. pokrój krótkosłupowy, grubotabliczkowy itp.).

! Prawidłowe rozpoznanie pokroju kryształów danego minerału w skale wymaga starannej analizy kształtu wielu przekrojów, na przykład:



2 Postać skupień jest to wygląd zbiorowisk osobników krystalicznych lub form wytworzonych przez mieszaniny mineralne albo bezpostaciowe substancje mineralne.

Wyróżnia się następujące typy skupień:

- skupienia krystaliczne, czyli zbiory kryształów; mogą one występować jako:
 - pojedyncze kryształy, rozmieszczone w szczelinach lub innych pustkach skalnych albo też występujące w litych skalach; w tym ostatnim przypadku nazywa się je fenokryształami lub prakryształami (w magmowych skalach wylewnych);
 - szczotki krystaliczne, czyli skupienia kryształów osadzonych blisko siebie na wspólnym podłożu; szczotki utworzone w owalnych pustkach skalnych noszą nazwę geod;
- skupienia ziarniste, złożone z ziarn mineralnych pozabawionych własnych zarysów krystalograficznych;
 - zależnie od przeciętnej wielkości ziarn wyróżnia się skupienia: wielkodziarniste (powyżej 25 mm), grubodziarniste (25 - 5 mm), średniodziarniste (5 - 2 mm), drobnodziarniste (2 - 0.2 mm), zbite (= bardzo drobnodziarniste, poniżej 0.2 mm) i ziemiste (rozcierające się w palcach);
 - jeżeli ziarna mają wyraźniej zaznaczoną postać krystalograficzną, to można mówić o skupieniach słupkowych, pręcikowych, igielkowych, tabliczkowych, blaszkowych, łuseczkowych itp.;
- skupienia naciekowe (wykwity, naskorupienia, skupienia nerkowate, groniaste itp.), powstające w wyniku odparowywania roztworów; do tej grupy należą też formy tworzące się w jaskiniach (stalaktyty, stalagmity, kolumny naciekowe i in.);
- konkrecje, czyli luźno rozmieszczone w skalach, kuliste lub bochenkowate skupienia substancji mineralnych;
 - niektóre, szczególnie charakterystyczne typy konkrecji posiadają własne nazwy, np.: krzemienie (konkrecje chalcodonu w skałach węglanowych), sferowderyty (konkrecje syderytu w skałach ilastych), kukielki lessowe (konkrecje kalcytowe w lessach).

③ **Łupliwość** jest to zdolność minerałów do pęknięcia pod wpływem uderzenia bądź nacisku na części ograniczone powierzchniami płaskimi.

W zależności od stopnia wyrazistości (czyli łatwości pęknięcia minerału) oraz stopnia gładkości powierzchni, wyróżnia się następujące typy łupliwości:

- doskonała,
- dokładna (= bardzo dobra),
- wyraźna,
- niewyraźna (= niedokładna = słaba).

④ **Przełam** jest to właściwość minerału, polegająca na pękaniu pod wpływem naprężeń wzdłuż dowolnych, nieregularnych powierzchni.


Opisując przełam, bierze się pod uwagę kształt i charakter powierzchni przełamu:


- ze względu na kształt powierzchni przełamu może być:
 - równy,
 - nierówny; szczególną odmianą przełamu nierównego jest przełam muszlowy;
- ze względu na charakter powierzchni przełamu może być:
 - gładki,
 - szdiorowaty,
 - haczykowaty,
 - ziemisty.

⑤ **Twardość minerału** jest to opór, jaki stawia on rysującemu go ostrzu.

Twardość badanego minerału określa się, porównując ją z twardością minerałów wzorcowych, tworzących tzw. skalę Mohsa, a uporządkowanych według wzrastającej twardości.

SKALA MOHSA	
1	Talk
2	Gips
3	Kalcyt
4	Fluoryt
5	Apatyf
6	Ortoklaz
7	Kwarc
8	Topaz
9	Korund
10	Diamant

 Skala Mohsa nie informuje, o ile (czy ile razy) każdy następny minerał jest twardszy od poprzedniego; dlatego wszystkie twardości pośrednie między twardościami minerałów wzorcowych określa się jako połówkowe (1.5, 2.5, 3.5 itd.).

 Stosowanie całej skali Mohsa rzadko jest potrzebne, bowiem twardość wszystkich ważniejszych minerałów skalotwórczych mieści się w granicach od 2 do 7. Dlatego do terenowego określania ich twardości stosuje się różne materiały zastępcze: paznokieć, drut aluminiowy (twardość 2.5), drut miedziany (twardość 3), drut żelazny (twardość 4 - 5), szkło, stal (twardość 5 - 6), stal narzędziowa (twardość 6.5).

⑥ **Barwa.**

Ze względu na barwę wyróżnia się:

- **minerały barwne**, obdarzone stałą, charakterystyczną dla siebie barwą;
- **minerały bezbarwne**, nie mające charakterystycznej barwy.

Minerały bezbarwne zawierają zwykle domieszki różnych pierwiastków barwiących, wskutek czego stają się minerałami zabarwionymi.

⑦ **Rysa** jest to barwa sproszkowanego minerału.

Za pomocą rysy można odróżniać minerały barwne od zabarwionych:

- **minerały barwne** mają rysę barwną,
- **minerały zabarwione** mają rysę białą. Rysę białą mają też minerały bezbarwne.

⑧ **Przezroczystość.**

Ze względu na zdolność przepuszczania światła wyróżnia się:

- **minerały przezroczyste**,
- **minerały przeświecające** (= półprzezroczyste),
- **minerały nieprzezroczyste**.

⑨ **Polysk.**

Wyróżnia się następujące typy polysku:

- szklisty (= zwyczajny),
- metaliczny,
- tłusty,
- perłowy,
- jedwabisty,
- diamentowy.

Brak polysku określa się jako *polysk matowy*.

⑩ **Inne cechy.**

W rozpoznawaniu niektórych minerałów pomocne mogą być inne cechy, jak:

- sprężystość (np. muskowit),
- giętkość (np. gips),
- kowalność (np. srebro rodzime),
- zapach (np. wosk ziemny),
- smak (np. halit),
- magnetyzm (np. magnetyt),
- charakterystyczne reakcje chemiczne (np. kalcyt),
- gęstość pozorną (np. minerały ciężkie).



Wszystkie cechy minerałów (a zwłaszcza twardość i polysk) należy badać wyłącznie na osobnikach świeżych. Ziarna mineralne dotknięte procesami wietrzenia mogą mieć silnie zmienione własności, wskutek czego łatwo o błędną diagnozę. Prawidłowemu rozpoznaniu sprzyja też analiza jak największej liczby ziarn danego minerału w skale.

Minerały skałotwórcze skał magmowych

Wśród minerałów skałotwórczych skał magmowych wyróżnia się:
minerały główne, minerały poboczne i minerały akcesoryczne.

! **Minerały główne** są najważniejszymi, podstawowymi składnikami wszystkich skał magmowych; wskutek znacznej przewagi ilościowej decydują one o systematycznej przynależności danej skały.

! **Minerały poboczne** są pospolite we wszystkich skałach, lecz występują w bardzo małych ilościach; wskutek tego nie mają one wpływu na klasyfikację skał.

! **Minerały akcesoryczne** pojawiają się sporadycznie w niektórych typach skał, a więc także nie mają zasadniczego znaczenia dla klasyfikacji; w przeciwieństwie do minerałów pobocznych mogą one jednak wystąpić w znacznych ilościach i wtedy stają się podstawą wydzielenia pewnych szczególnych odmian skał.

MINERAŁY GŁÓWNE

1 Kwarc

Czysty dwutlenek krzemu SiO_2 .
Istnieje w dwu odmianach: wysokotemperaturowej (*kwarc α*) i niskotemperaturowej (*kwarc β*). Kwarc α powstaje w temperaturach powyżej 573°C , ale po obniżeniu temperatury do tej wartości przechodzi w kwarc β , zachowując przy tym swoją pierwotną postać. W temperaturach poniżej 573°C powstaje od razu kwarc β .



Kwarc β , w zasadzie bezbarwny, zawiera niekiedy rozmaite domieszki barwiące. Powstałe wskutek tego formy traktuje się jako odmiany o własnych nazwach mineralogicznych. Są to w szczególności:

- *kwarc mleczny* (biały),
- *kwarc dymny* (szaroczarny),
- *morion* (intensywnie czarny),
- *cytryn* (żółty),
- *krwawnik* (czerwonawy),
- *ametyst* (fioletowy).

2 Skalenie

Glinokrzemiany potasu, sodu i wapnia:

- $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ - *skaleń potasowy* (Or),
- $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ - *skaleń sodowy* (Ab),
- $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ - *skaleń wapniowy* (An).

Skalenie te tworzą dwa szeregi kryształów mieszanych:

- szereg *skalenii alkalicznych* (Or - Ab),
- szereg *plagioklazów* (Ab - An).

Spośród skalenii alkalicznych największe znaczenie skałotwórcze mają dwa skalenie niemal czysto potasowe: *ortoklaz* i *mikroklin*.

Spośród plagioklazów skałotwórcze są wszystkie czony szeregu, a mianowicie:

- *albit* (90 - 100% Ab i 0 - 10% An),
- *oligoklaz* (70 - 90% Ab i 10 - 30% An),
- *andezyn* (50 - 70% Ab i 30 - 50% An),
- *labrador* (30 - 50% Ab i 50 - 70% An),
- *bytownit* (10 - 30% Ab i 70 - 90% An),
- *anortyt* (0 - 10% Ab i 90 - 100% An).

3 Skalenowce (skalenoidy, foidy)

Pod względem chemicznym podobne do skalenii, ale zawierające mniej krzemionki.

Skałotwórczo najważniejszymi ich przedstawicielami są: *leucyt*, *analcym*, *nefelin* i *sodalit*.

4 Łyszczyki (miki)

Uwodnione glinokrzemiany potasu oraz kationów dwu- bądź trójwartościowych: glinu, magnezu i żelaza.

Skałotwórczo najważniejsze są miki glinowe i magnezowo-żelazowe, których najpospolitszymi reprezentantami są odpowiednio:

- $\text{KAl}_2[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ - *muskowit*,
- $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ - *biotyt*.

5 Amfibole

Uwodnione glinokrzemiany rozmaitych metali, głównie żelaza, magnezu, wapnia i sodu.

Największe znaczenie skałotwórcze mają różne odmiany *hornblendy*.

6 Pirokseny

Bezwodne glinokrzemiany wapnia, magnezu, żelaza dwu- i trójwartościowego oraz glinu.

Największe znaczenie skałotwórcze mają różne odmiany *augitu*.

7 Oliwiny

Krzemiany magnezu i żelaza dwuwartościowego:

- $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ - *forsteryt*,
- $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ - *fajalit*,

tworzące szereg kryształów mieszanych.

Znaczenie skałotwórcze mają *chryzolity*, zawierające 70 - 90% czystego oliwinu magnezowego.

Najważniejsze cechy diagnostyczne głównych minerałów skałotwórczych

	Kwarc	Skalenie	Lyszczyki	Hornblenda	Augit	Oliwin
Pokrój	Izometryczny (α), słupowy (β)	Grubotabliczkowy, rzadziej cienkotabliczkowy	Cienkopłytkowy, blaszkowy	Słupowy, długosłupowy	Krótkosłupowy, grubotabliczkowy do izometrycznego	Grubotabliczkowy, krótkosłupowy, izometryczny
Skupienia	Ziarniste, przecikowe, zbite	Ziarniste, zbite	Blaszkowe, łuskowe, zbite	Ziarniste, promieniste	Ziarniste, zbite	Ziarniste
Łupliwość	Brak	Doskonała i bardzo dobra w dwu kierunkach prostopadłych (ortoklaz) lub niemal prostopadłych (plagioklasy) do siebie	Doskonała w jednym kierunku	Doskonała w dwu kierunkach zgodnych ze ścianami słupa (kątem 124°)	Doskonała w dwu kierunkach zgodnych ze ścianami słupa (kątem 87°)	Słaba w dwu kierunkach
Przełam	Muszlowy, gładki	Gładki lub nierówny (w kierunku pozbawionym łupliwości)	Praktycznie nie do uzyskania	Nierówny	Nierówny, ziarnisty	Ziarnisty
Twardość	7	6	2-3	5.5	5.5-6.5	6.5-7
Barwa	Bezbarwny lub różnie zabarwiony	Bezbarwne, ale prawie zawsze zabarwione: białe, jasno- do ciemnoszarych, niekiedy z odcieniem czerwonym do krwistoczerwonego (skalenie potasowe) albo z odcieniem niebieskawym lub zielonawym (plagioklasy)	Bezbarwne lub srebrzystobiałe (muskowit); czarne, zielonawoczarne lub brunatnoczarne do brunatnych (biotyt)	Czarna, rzadziej zielonoczarna lub brunatnoczarna	Czarny, niekiedy zielonawoczarny lub brunatnoczarny	Oliwkowozielony, niekiedy z odcieniem żółtawym
Rysa	Biała	Biała	Biała, szarawa	Zielona	Szarozielona	Biała, szarawa
Połysk	Szklisty na ścianach kryształów, tłusty na przełamie	Szklisty	Szklisty, czasem metaliczny lub perłowy	Szklisty	Szklisty	Szklisty
Inne	Kruchy	Trycjała światła (labrador i plagioklasy doń zbliżone)	Sprężyste (zwłaszcza muskowit)	Krucha		

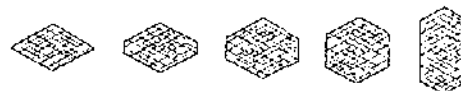


KWARC najłatwiej pomylić z drobnymi, białawymi lub szarymi skaleniami, w których można jednak zwykle dostrzec powierzchnie łupliwości; poza tym skalenie mają mniejszą twardość i inny pokrój. Pod względem twardości porównywalny z kwarcem jest oliwin, cechujący się jednak wyraźnym oliwkowozielonym zabarwieniem.

Rozpoznanie SKALENI może utrudniać ich zwiędzenie, prowadzące do obniżenia twardości i osłabienia lub zaniku szklatego połysku. Odróżnienie (niepewne) skaleni potasowych od plagioklazów opiera się na tym, że czerwone bywają raczej te pierwsze, podczas gdy szarozielonawe, nie-raz dość ciemne, są z reguły zasadowe plagioklasy. W przypadku osobników bezbarwnych lub białawych i jasnoszarych makroskopowe odróżnienie skaleni potasowych od plagioklazów nie jest możliwe.

Krótkosłupowe odmiany HORNBIENDY są bardzo podobne do AUGITU. Jedynym praktycznie sposobem ich megaskopowego odróżnienia jest obserwacja poprzecznych przekrojów słupków, na których to przekrojach amfibole i pirokseny wykazują wyraźnie różną gęstość i kąt przecięcia się powierzchni łupliwości:

amfibole:



pirokseny:



Minerały poboczne

Minerały poboczne występują dość powszechnie w wielu typach skał magmowych, ale z reguły w postaci kryształów bardzo drobnych, niedostrzegalnych makroskopowo, rozsianych równomiernie w skale.

Do najpospolitszych minerałów pobocznych należą: *magnetyt, hematyt, piryt, cyrkon, rutil i apatyt*.

Pośród minerałów pobocznych jedynie *piryt* tworzy stosunkowo często kilkumilimetrowe, dostrzegalne makroskopowo kryształy. Mają one pokrój izometryczny, są pozbawione łupliwości, mają twardość 6, mosiężną barwę, czarną rysę i metaliczny połysk.

Rozproszony w skałach *hematyt* barwi je na czerwono; rozproszony *magnetyt* barwi skały na czarno.

Minerały akcesoryczne

Minerały akcesoryczne występują z reguły tylko w pewnych typach skał magmowych, ale mogą w nich tworzyć duże, makroskopowo rozpoznawalne kryształy.

Do najpospolitszych minerałów akcesorycznych należą: *granaty, turmaliny i chromit*.

Granaty spotykane w skałach magmowych cechują się pokrojem izometrycznym, brakiem łupliwości, twardością 7, szklistym połyskiem oraz czerwoną barwą.

Turmaliny w skałach magmowych mają najczęściej pokrój długosłupowy do przecikowego, są pozbawione łupliwości, mają twardość 7, barwę czarną i szklisty połysk.

Chromit ma pokrój izometryczny, nie wykazuje łupliwości, ma twardość 5.5 - 6, barwę czarną i metaliczny połysk.

Struktury i tekstury skal magmowych



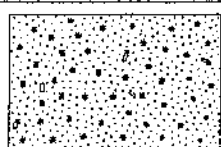
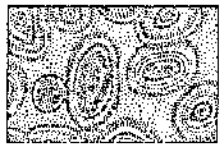
Pojęcia struktury i tekstury dotyczą wewnętrznej budowy skał, czyli - sposobu wykształcenia i rozmieszczenia ich składników.

Tradycyjnie w polskiej literaturze geologicznej (podobnie, jak w literaturze niemieckojęzycznej i rosyjskojęzycznej) terminy "struktura" i "tekstura" są rozumiane inaczej dla skał krystalicznych (tzn. magmowych i metamorficznych), a inaczej dla skał osadowych. Definicje wprowadzone niżej zmiierzają - na wzór literatury anglojęzycznej - do ujednoczenia tych pojęć.

! Struktura jest to sposób uporządkowania składników i stopień wypełnienia przez nie przestrzeni skały.

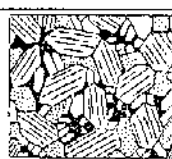
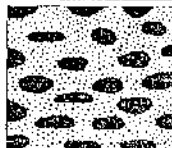
! Tekstura jest to sposób wykształcenia składników skały, tzn. stopień jej krystaliczności, wielkość i kształt kryształów oraz wzajemne stosunki między nimi.

PODZIAŁ STRUKTUR ZE WZGLEDU NA SPOSÓB UPORZĄDKOWANIA SKŁADNIKÓW

Bezładna (nieuporządkowana, bezkierunkowa) Uporządkowanie składników niewidoczne.		Najczęściej spotykana struktura skał magmowych, szczególnie plutonicznych, ale także żyłowych i wulkanicznych.		
Uporządkowana (kierunkowa) Składniki skały wykazują widoczne makroskopowo uporządkowanie.	Równoległa Składniki płaskie lub wydłużone ułożone równoległe do siebie.	Linijna (linearna, liniowo-równoległa) Wydłużone kryształy lub wrzecionowate agregaty mineralne ułożone równoległe do siebie.		Występuje (choć stosunkowo rzadko) we wszystkich typach skał magmowych.
		Płaska (płasko-równoległa) Minerale blaszkowe i tabliczkowe lub płaskie agregaty mineralne ułożone równoległe do siebie.		
	Kulista Kryształy lub ich zespoły ułożone współśrodkowo lub promieniście wokół centrów krystalizacji.	Sferolityczna (promienista) Wokół centrów krystalizacji ułożone są promieniście składniki pręcikowe.		Powstaje niekiedy w kwaśnych skalach wylewnych.
		Sferoidalna (kulista sensu stricto) Minerale układają się koncentrycznie, kulistymi lub elipsoidalnymi powłokami.		Występuje (rzadko) tylko w skałach głębinowych.

Występowanie struktury linijnej określa się także mianem *lineacji*, zaś występowanie struktury płaskiej - mianem *foliacji*. Struktury równoległe, powstające w skałach wylewnych w rezultacie krzepnięcia lawy w czasie jej ruchu, noszą nazwę struktur *fluidalnych*.


PODZIAŁ STRUKTUR ZE WZGLEDU NA STOPIEŃ WYPEŁNIENIA PRZESTRZENI SKAŁY

Zbita (masywna) Składniki mineralne ściśle wypełniają całą przestrzeń skały.		Typowa dla skał plutonicznych i żyłowych, ale często spotykana również w skałach wulkanicznych.	
Porowata W skale występują wolne przestrzenie (pory), nie wypełnione podczas krystalizacji składnikami mineralnymi.	Miarolityczna (miarolowa) Pory są kanciaste, ograniczone ścianami kryształów.		Występuje wyłącznie w skałach fanerokrystalicznych, plutonicznych i żyłowych.
	Pęcherzykowata Pory mają kształty kuliste lub elipsoidalne.		




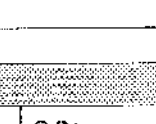
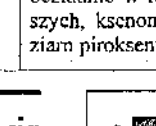
Jeżeli pęcherzyków w skale jest tak dużo, że oddzielają je tylko cienkie ścianki, to struktura nosi nazwę *gąbczastej*, jeżeli zaś pęcherzyki wypełnione są (całkowicie lub przynajmniej częściowo) minerałami wtórnymi, to struktura jest *migdałowcowa*.

PODZIAŁ TEKSTUR ZE WZGLĘDU NA STOPIEŃ KRYSZTALICZNOŚCI SUBSTANCJI MINERALNEJ

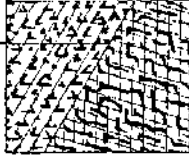


Holokrystaliczna Wszystkie składniki skały są wykryształowane.	Typowa dla skał głębinowych i żyłowych.
Hipokrystaliczna Część składników jest wykryształona w postaci kryształów, a reszta stopu zastygła jako szklivo.	Występuje najczęściej w skałach wulkanicznych, rzadziej w żyłowych.
Szklista (lialinowa) Skała składa się w całości z bezpostaciowej substancji mineralnej.	Występuje wyłącznie w skałach wylewnych.

 Należy pamiętać, że makroskopowe odróżnienia skał szklistych od skał bardzo drobnokrystalicznych nie jest zwykle możliwe. Dlatego podział tekstur ze względu na stopień krystaliczności odnosi się raczej do opisu skał badanych pod mikroskopem.

PODZIAŁ TEKSTUR ZE WZGLĘDU NA WIELKOŚĆ KRYSZTAŁÓW

Fanerokrystaliczna (jawnokrystaliczna) Wszystkie składniki wykryształone w postaci makroskopowo widocznych kryształów.	Równoziarnista (równokrystaliczna) Minerały występujące w skałe tworzą ziarna (kryształy) o podobnej wielkości.	Gruboziarnista Przeciętne średnice ziarn wynoszą przynajmniej 5 mm.		Typowa dla skał plutonicznych.	
	Nierównoziarnista (nierównokrystaliczna, różnoziarnista) Występujące w skałe minerały tworzą ziarna (kryształy) o wyraźnie zróżnicowanej wielkości.	Średnioziarnista Przeciętne średnice ziarn wynoszą od 2 do 5 mm.			
		Drobnociarnista Przeciętne średnice ziarn są mniejsze od 2 mm.			
Afanitowa (skrytokrystaliczna) W skałe nie widać makroskopowo żadnych kryształów.	Porfirowata (seryjna) Wielkość ziarn zmienia się stopniowo od najdrobniejszych do największych.		Charakterystyczna dla skał żyłowych, choć spotyka się ją także w skałach głębinowych.		
	Fanerokrystaliczno-porfirowa Ziarna mineralne dzielą się wyraźnie na duże i małe.				
Porfirowa W afanitowej masie skalnej tkwią megaskopowo widoczne kryształy.			Szczególnie charakterystyczna dla skał wylewnych i subwulkanicznych.		
W skałach o teksturze porfirowej duże, widoczne makroskopowo kryształy noszą nazwę <i>fenokryształów</i> lub <i>prakryształów</i> , zaś afanitową masę, w której są one rozmieszczone, nazywa się <i>tlim</i> lub <i>ciastem skalnym</i> . Termin <i>fenokryształy</i> można stosować także w przypadku tekstur nierównoziarnistych.				Występuje w skałach wulkanicznych, rzadziej żyłowych.	

TEKSTURY SPECJALNE

Pisnista Kryształy alkalicznego skalenia poprzekastane licznymi, prawidłowo zorientowanymi wrostkami kwarcu.		Poikilitowa Duże kryształy jednych mineralów przetkane drobnymi, różnie zorientowanymi kryształami innych mineralów.		Ofitowa Automorficzne, ... silnie wydłużone kryształy plagioklazów rozmieszczone bezładnie w masie większych, ksenomorficznych ziarn piroksenu.	
--	---	--	---	---	---

Kryształy mineralów skał magmowych wykazują różny stopień osiągnięcia własnej postaci. Wyróżnia się:

- kryształy **automorficzne** (= *idiomorficzne* = *euhedralne*), których kształt (pokrój) jest zgodny z postacią krystalograficzną właściwą dla danego minerału;
- kryształy **hipautomorficzne** (= *hipidiomorficzne* = *subhedralne*), które mają kształt częściowo prawidłowy;
- kryształy **ksenomorficzne** (= *allotriomorficzne* = *anhedralne*), których kształt nie odpowiada właściwej danemu mineralowi postaci krystalograficznej.



Dokładne określenie struktury i tekstury skały dostarcza zawsze ważnych wskazówek co do jej genezy. Należy jednak pamiętać, że większość struktur i tekstur może występować w różnych typach skał, a ponadto opis makroskopowy nie zawsze jest w pełni wiarygodny, zwłaszcza w przypadku skał drobnokrystalicznych.

Klasyfikacja skał magmowych

W klasyfikacji skał magmowych bierze się pod uwagę dwa kryteria:
(1) warunki powstawania, (2) skład mineralny.

Ze względu na warunki powstawania wyróżnia się:

- skały głębinowe, powstające na dużych głębokościach, w czasie powolnego stygnięcia magmy, co umożliwia wykrystalizowanie stosunkowo dużych osobników poszczególnych minerałów;
- skały subwulkaniczne, powstające przez zakrzepnięcie magmy w pobliżu powierzchni Ziemi; panujące tu niższe temperatury i ciśnienia powodują, że skały tworzą się szybciej niż w warunkach głębinowych, choć wolniej niż w warunkach powierzchniowych;
- skały wylewne, powstające na powierzchni Ziemi z wylewnej na nią magmy, czyli *lawy*;
- skały żyłowe, występujące w formie stosunkowo cienkich żył pośród innych skał.



Skały głębinowe określa się także mianem skał plutonicznych, zaś skały subwulkaniczne i wylewne - mianem skał wulkanicznych.

Skały o wskaźniku barwy mniejszym od 90% są klasyfikowane na podstawie ilościowych proporcji między minerałami jasnymi: skaleniami alkalicznymi, plagioklazami oraz kwarcem lub skaleniowcami.

Klasyfikacja skał o wskaźniku barwy wynoszącym od 90 do 100% opiera się natomiast na proporcjach minerałów ciemnych: oliwinu, amfiboli i piroksenów.

Ze względu na skład mineralny wyróżnia się:

- skały kwaśne (przesycone krzemionką), wykazujące nadmiar krzemionki w stosunku do tlenków metali alkalicznych; nadmiar ten uzewnętrznia się występowaniem kwarcu;
- skały obojętne (nasycone krzemionką), nie wykazujące ani nadmiaru, ani niedomiaru krzemionki względem alkaliów; skały te nie zawierają więc znaczniejszych ilości kwarcu (wskazującego na nadmiar krzemionki), ale także pozbawione są na ogół skaleniowców (wskazujących na jej niedomiar);
- skały zasadowe (= *bazytowe*) (niedosycone krzemionką), cechujące się niedomiarem krzemionki w stosunku do tlenków metali alkalicznych; w składzie mineralnym wyraża się to występowaniem skaleniowców (obok skaleni lub nawet bez ich udziału);
- skały ultrazasadowe (= *ultrabazytowe* = *ultramaficzne*), złożone niemal wyłącznie (w 90 - 100%) z minerałów ciemnych.

Dodatkowo można wyróżnić jeszcze grupę skał skrajnie kwaśnych, do których należą *kwarcolity* i *hogate* w *kwarc granitoidy*. Skały te zawierają ponad 90% (kwarcolity) lub 60 - 90% (granitoidy) kwarcu w stosunku do sumy minerałów jasnych (kwarcu i skaleni).



Wskaźnik barwy jest to objętościowy udział w skale minerałów ciemnych, tzn. biotyty, amfiboli, piroksenów, oliwinów, cykonu, apatyty, tytanitu, epidotu, turmalinów, granatów itp.



Andezyty są skałami szarymi lub ciemnoszarymi o teksturze porfirowej, z makroskopowo widocznymi prakryształami plagioklazów, amfiboli i piroksenów. Struktura zbita, bezładna, rzadziej fluidalna.

Aplity mają barwy jasne, różowawe lub białawe. Tekstura jest drobnoziarnista, niekiedy fano-kryształiczno-porfirowa. Struktura zbita, bezładna.

Bazalty są ciemnoszare do czarnych, strukturę mają masywną lub pęczerykową. Tekstura jest najczęściej afanitowa, niekiedy zaś porfirowa z drobnyimi, trudno dostrzegalnymi fenokryształami piroksenów i oliwinu.

Dioryty cechują się barwą szarą do ciemnoszarej, niemal czarnej. Struktura jest zbita, zwykle bezładna, rzadziej równoległa lub sferoidalna. Tekstura z reguły równoziarnista, czasem jednak porfirowata z fenokryształami hornblendy i plagioklazów.

Gabra mają barwy ciemne, zielonawoczarne lub prawie czarne. Struktura masywna i bezładna, a tekstura równoziarnista, często gruboziarnista.

Granitoidy są zwykle jasnoszare (granodioryty) lub różowoszare (granit). Struktura zbita; najczęściej bezładna, rzadziej równoległa. Tekstura średnio- lub gruboziarnista, albo porfirowata lub fano-kryształiczno-porfirowa z fenokryształami skaleni.

Lamprofiry są skałami szarymi i ciemnoszarymi o teksturze drobnoziarnistej, porfirowatej lub porfirowej z fenokryształami biotyty, amfiboli i piroksenów. Strukturę mają zbitą i bezładną.

Pegmatyty są jasnymi skałami o teksturze grubo- lub bardzo gruboziarnistej, często pismowej. Strukturę mają bezładną, masywną lub miarolityczną.

Perydotyty mają barwę zielonawoczarną, brunatnoczarną lub czarną, teksturę drobnoziarnistą, a strukturę zbitą i bezładną. Bardzo często są częściowo lub całkowicie zserpentynizowane i wówczas są zielone, niekiedy poprzecinane żyłkami białego magnezytu.

Porfiry bezkwarcowe są szare, różowawe lub żółtawe, rzadziej czerwone lub brunatne. Strukturę mają masywną, bezładną lub fluidalną, a teksturę porfirową z prakryształami skaleni, rzadziej także amfiboli, biotyty i piroksenów.

Porfiry kwarcowe są skałami o różnych barwach i teksturze porfirowej z prakryształami skaleni i kwarcu, rzadziej biotyty. Struktura jest masywna, bezładna lub fluidalna.

Syenitoidy mają barwy szare, czerwawoszare (syenit) lub ciemnoszare (monzonit). Struktura zbita i zwykle bezładna, niekiedy tylko równoległa. Tekstura średnio- lub drobnoziarnista, rzadziej porfirowata.

UPROSZCZONA KLASYFIKACJA SKAŁ MAGMOWYCH

GRUPA SKAŁ	Q Sk+Q [w %]	F Sk+F [w %]	P A+P = P Sk [w %]	Skład mineralny	Wskaźnik barwy ¹⁾ [w %]	SKAŁY						
						plutoniczne	wulkaniczne	żyłowe				
								magma bez dyferencjacji	magma po dyferencjacji			
KWAŚNE	20-60 ²⁾	0	0-65	Kwarc skalenie alkaliczne, plagioklasy, biotyt muskowit, amfibole	5-20	GRANITOIDY	GRANIT	RYOLIT <i>Keratofir kwarcowy</i>	Żyłowe formy skał plutonicznych i wulkanicznych	APLIT PEGMATYT LAMPROFIR		
			65-90	Kwarc plagioklasy, skalenie alkaliczne, biotyt, amfibole, pirokseny	5-25						GRANODIORYT	DACYT <i>Porfiry kwarcowy</i>
			90-100		10-40						Tonalit	
OBOJĘTNE	0-20 ³⁾	0-10 ⁴⁾	0-35	Skalenie alkaliczne plagioklasy, amfibole, pirokseny, biotyt (kwarc lub skalenioyce)	5-35	SYENITOIDY	SYENIT	TRACHIT <i>Keratofir bezkwarcowy</i>				
			35-65		15-45		Monzonit	Latyf				
			65-100	Ab>An	Plagioklasy, amfibole, biotyt, pirokseny (kwarc lub skalenioyce)	20-50	DIORYT	ANDEZYT <i>Porfiry bezkwarcowe</i>				
				Ab<An	Plagioklasy pirokseny, amfibole, oliwin (kwarc lub skalenioyce)	25-65	GABRO	BAZALT <i>Diabaz, melafir, spilit</i>				
ZASADOWE	0	10-60	0-50	Skalenie alkaliczne skalenioyce, plagioklasy, pirokseny, biotyt	0-15	ULTRAMAFITY	Syenitoid foidowy	Fonolit	Żyłowe formy skał plutonicznych i wulkanicznych	APLIT PEGMATYT LAMPROFIR		
			50-100	Ab>An	Plagioklasy skalenioyce, pirokseny, amfibole, oliwin, biotyt		20-70	Diorytoid foidowy			Tefryt	
				Ab<An			20-70	Gabroid foidowy				
			60-100	0-100	Skalenioyce, pirokseny, biotyt, skalenie		0-90	Foidolit			Foidyt	
ULTRA-ZASADOWE	Ol/(Ol+Px+Hbl) > 40%		Oliwin, pirokseny, hornblenda, biotyt	90-100	ULTRAMAFITY	PERYDOTYT Dunit	Pikryt	Klamberlit				
	Ol/(Ol+Px+Hbl) > 40%		Px > Hbl			Pirokseniit						
	< 40%		Px < Hbl			Hornblendyt						

¹⁾ Zależnie od zawartości minerałów ciemnych wyróżnia się skały: *leukokratyczne* (do 35% minerałów ciemnych), *mezokratyczne* (35-65% minerałów ciemnych), *melanokratyczne* (65-90% minerałów ciemnych) i *siroczynie melanokratyczne* (ponad 90% minerałów ciemnych).

²⁾ Skały plutoniczne, zawierające 60-90% kwarcu, noszą nazwę *silnie kwarcowych granitoidów*, zaś przy zawartości kwarcu ponad 90% - *kwarcolitów*.

³⁾ Nazwy skał obojętnych o zawartości kwarcu ponad 5% opatruje się przymiotnikiem *kwarcowy* (np. syenit kwarcowy, andezyt kwarcowy itp.).

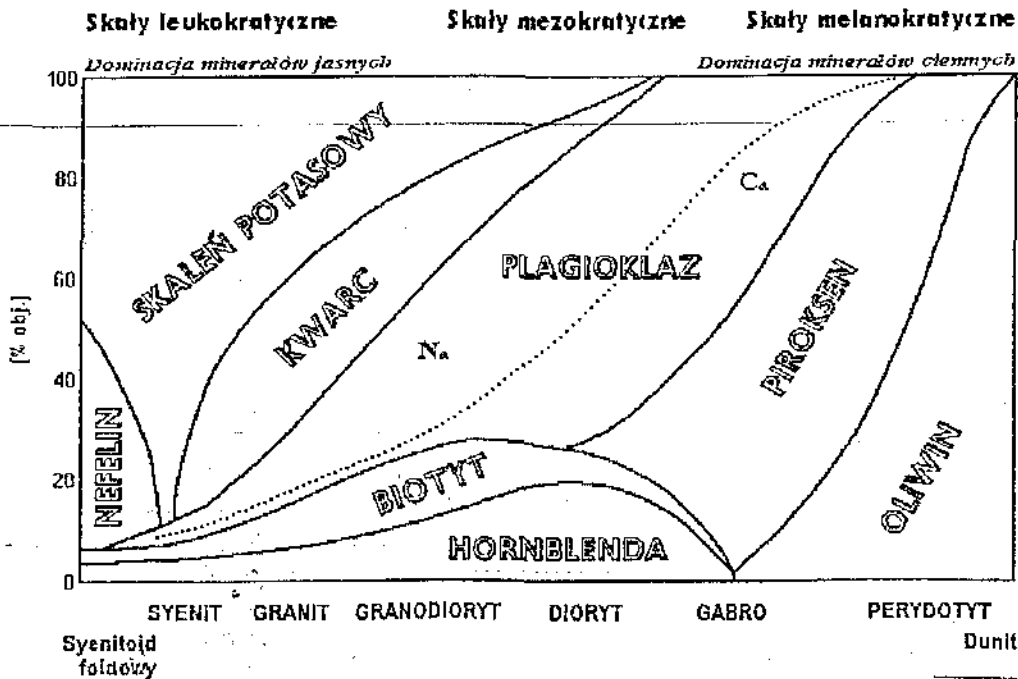
⁴⁾ Nazwy skał obojętnych ze skaleniowcami opatruwane są przymiotnikiem *foidonośny* (np. dioryt foidonośny, bazalt foidonośny).

⁵⁾ Jedną z odmian gabroidów foidowych jest *ciężyznit*.

Q = kwarc, Sk = skalenie, P = plagioklasy, Ab = albit, An = anortyt, A = skalenie alkaliczne, F = skalenioyce, Ol = oliwin, Px = pirokseny, Hbl = hornblenda

UWAGA: Kwarc i skalenioyce wykluczają się wzajemnie.

SKŁAD MINERALNY SKAŁ MAGMOWYCH




Minerały skał osadowych

W skałach osadowych występują minerały dwojakiego pochodzenia: autogeniczne i allogeniczne.

! **Minerały allogeniczne** powstają poza środowiskiem tworzenia się danej skały osadowej, a do basenu sedymentacyjnego dostają się w wyniku mechanicznego wietrzenia i erozji skał starszych (magnowych, metamorficznych i osadowych) i transportu produktów tych procesów przez ruchy masowe, rzeki, lodowce i wiatr.

! **Minerały autogeniczne** (= *autogeniczne*) powstają w obrębie środowiska tworzenia się skały jako wynik procesów chemicznych lub biochemicznych (synsedymenacyjnych, diagenetycznych lub epigenetycznych).

 Niektóre minerały mogą występować w skałach osadowych zarówno jako allogeniczne, jak i autogeniczne. Dotyczy to zwłaszcza kwarcu, który nieraz występuje w tej samej skałe w postaci ziarn allogenicznych (np. piasku) oraz w postaci autogenicznego krzemionkowego spoiwa.

MINERAŁY ALLOGENICZNE

Minerałami allogenicznymi skał osadowych stają się te spośród minerałów skałotwórczych, które są najbardziej odporne na wietrzenie (zwłaszcza chemiczne) oraz na niszczenie w czasie transportu.


Prawie wszystkie pospolite minerały skałotwórcze ulegają rozkładowi pod wpływem czynników wietrzenia chemicznego, ale jedne z nich rozkładają się łatwo, inne zaś - tylko w niewielkim stopniu. Zależnie od tego można je w przybliżeniu uszeregować w ciąg o rosnącej odporności na wietrzenie:

- minerały solne (halit, sylwin itp.);
- siarczany (gips, anhydryt);
- kalcyt;
- dolomit;
- skaleniowce, oliwin;
- amfibole, pirokseny;
- serpentyna, epidot;
- plagioklasy zasadowe;
- plagioklasy kwaśne;
- ortoklaz;
- biotyt;
- kwarc, muskowit, serycyt;
- apatyt, magnetyt;
- granaty, cyrkon, turmalin, rutil, korund itp.

Podczas transportu - zwłaszcza rzeczno i eolicznego - niesione okruchy skalne ulegają niszczeniu (ścieraniu, rozdrabnianiu, a nikiędy też rozpuszczaniu), wskutek czego przechodzą w miarę upływu czasu do coraz drobniejszych frakcji. Tempo tego procesu zależy od wielu różnych czynników, ale ogólnie można podzielić najważniejsze minerały skałotwórcze na kilka grup o odmiennej odporności na niszczenie podczas transportu:

- *bardzo nietrwale*: gips, anhydryt, skaleniowce, oliwin;
- *nietrwale*: plagioklasy zasadowe, pirokseny, amfibole, kalcyt, dolomit, syderyt, glaukonit, apatyt;
- *trwale*: plagioklasy kwaśne, ortoklaz, biotyt, granaty, epidoty, magnetyt;
- *bardzo trwale*: kwarc, muskowit, rutil, turmalin, cyrkon.

W rezultacie dominującym minerałem allogenicznym skał osadowych jest kwarc, bardzo odporny zarówno na wietrzenie chemiczne, jak i na niszczenie podczas transportu, a równocześnie - występujący stosunkowo obficie w różnych typach skał. W drugiej kolejności należy wymienić muskowit, który jest jednak mniej rozpowszechniony od kwarcu, a ponadto - wskutek małej twardości i doskonałej łupliwości - ulega w czasie transportu silnemu rozdrobnieniu. Oprócz kwarcu i muskowitu wybitnie odporne są tzw. **minerały ciężkie** (cyrkon, rutil, turmalin, granat, magnetyt, korund itp.). Występują one jednak w skałach skorupy ziemskiej w znacznie mniejszych ilościach i dlatego rzadko tworzą większe nagromadzenia w skałach osadowych. Pozostałe minerały tylko wyjątkowo występują jako allogeniczne składniki skał osadowych: spośród skaleni stosunkowo najczęściej zachowują się skalenie potasowe, znacznie rzadziej - kwaśne plagioklasy; spośród minerałów ferryicznych jedynie biotyt odgrywa niekiedy większą rolę.

 Wszystkie minerały allogeniczne, jeżeli są świeże, wykazują takie same cechy, jak w skałach macierzystych. W przypadku choćby częściowego zwiętrzenia ich makroskopowe rozpoznanie bywa utrudnione lub wręcz niemożliwe.

Minerały krzemionkowe

Autogeniczne minerały krzemionkowe (tzn. różne postacie wolnej krzemionki) odgrywają dużą rolę jako spoiwo skał okrucowych oraz jako składnik wielu skał organogenicznych i chemicznych. Do grupy tej należą: opal - $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, chalcedon - SiO_2 i kwarc niskotemperaturowy - SiO_2 .

W danej skale osadowej minerały te mogą występować wspólnie, tworząc drobnoziarniste agregaty o cechach pośrednich między cechami poszczególnych składników.


Opal

Skupienia naciekowe, skorupowe, zbite, a także kongregacje i szkielety przestrzenne. Bezbarwny lub różnie zabarwiony. Połysk szklisty lub perłowy. Łupliwość brak, przełam muszlowy. Twardość 5.5 - 6.5.

Chalcedon

Skupienia zbite, naciekowe, a także kongregacje. Bezbarwny, ale niemal zawsze różnie zabarwiony. Połysk siabły lub nawet matowy. Brak łupliwości, przełam muszlowy. Twardość 6 - 6.5.

Opal jest stwardniałym zębem krzemionkowym, zawierającym do 20% wagowych wody. Chalcedon jest skrytokrystaliczną odmianą kwarcu β , zawierającą gęsto rozsiane, submikroskopowe inkluzje wody.

 Ozdobne odmiany opalu pochodzą z utworów hydrotermalnych. Są to m.in.: *hialit* (bezbarwny), *opal mleczny* (biały), *opal szlachetny* (opalizujący, tzn. wykazujący tęczaową grę barw dzięki rozszczepianiu światła na drobnych szczelinach). Brązowa odmiana opalu nosi nazwę *menilitu*.

Barwne odmiany chalcedonu, używane jako kamienie półszlachetne, mają własne nazwy mineralogiczne, np.: *karneol* (żółtoczerwony do krwistoczerwonego), *onyks* (czarny), *chryzopraz* (zielony), *plazma* (ciemnoniebieskozielony), *heliotrop* (zielony z czerwonymi plamkami), *agat* (zbudowany z koncentrycznych, różnobarwnych wstęg).

Minerały siarczanowe


Grupa ta obejmuje wiele minerałów, odgrywających rolę skałotwórczą przede wszystkim w złożach solnych. Jedynie gips i anhydryt tworzą większe, samodzielne nagromadzenia. Najważniejszymi minerałami siarczanowymi są: gips - $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, anhydryt - CaSO_4 , *celestyn* - SrSO_4 , *baryt* - BaSO_4 .

Gips

Kryształy tabliczkowe, rzadziej izometryczne, słupowe, igielkowe lub nawet włókniste. Skupienia ziarniste, włókniste, zbite i inne. Biały lub bezbarwny, nierzadko miodowżółty, brązowy, szary, czerwony lub niebieskawo. Połysk szklisty, perłowy lub jedwabisty. Łupliwość doskonała w jednym kierunku, wyraźna w dwu innych. Twardość wzorcowa 2.

Anhydryt

Kryształy grubotabliczkowe lub krótkosłupowe. Skupienia ziarniste, zbite, pręcikowe, włókniste lub nieforemne. Bezbarwny, zazwyczaj jednak biały, szary, niebieskawo, rzadziej czerwony, brązowy lub niemal czarny. Połysk szklisty lub perłowy. Łupliwość doskonała w jednym kierunku, bardzo dobra i dobra w dwu innych. Twardość 3.5.

 Gips tworzy czasem podwójne bliźniaki, zwane od ich kształtu *faskolezyni-ogonami*. Duże, przezroczyste kryształy bezbarwnego gipsu noszą nazwę *selenitu*, zaś drobnoziarniste agregaty kryształów o pokroju izometrycznym określane są mianem *alabastru*.

Minerały chlorkowe

Występują wyłącznie w złożach solnych. Ich wspólną, charakterystyczną cechą jest łatwa rozpuszczalność w wodzie. Najpowszejszymi minerałami chlorkowymi są: *halit* - NaCl , *sylwin* - KCl , *karnalit* - $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, *kainit* - $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Halit

Kryształy izometryczne (sześciiany). Skupienia ziarniste lub naciekowe, także wykły. Bezbarwny, białawy albo zabarwiony na niebiesko, żółto, brązowo lub czerwono. Połysk szklisty. Łupliwość doskonała według ścian sześciianu. Twardość 2. Kruchy. Higroskopijny. Słony.

Sylwin

Kryształy izometryczne (sześciiany). Skupienia ziarniste. Bezbarwny, białawy, żółtawy lub czerwony. Połysk szklisty. Łupliwość bardzo dobra według ścian sześciannu. Twardość 1.5 - 2. Silnie higroskopijny. Gorzkawosłony.

Minerały węglanowe

Węglany należą do najważniejszych minerałów autogenicznych skał osadowych. W grupie tej szczególnie wyróżniają się węglan wapnia, najpospolitszy w przyrodzie i odgrywający największą rolę skałotwórczą. Najczęściej spotykanymi minerałami węglanowymi są: *kalcyt* - CaCO_3 , *dolomit* - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, *syderyt* - FeCO_3 , *magnezyt* - MgCO_3 .

Kalcyt

Kryształy zwykle zbliżone do izometrycznych, często krótkosłupowe lub grubotabliczkowe. Skupienia ziarniste, włókniste, zbite, naciekowe i inne, także kongregacje. Bezbarwny, biały lub zabarwiony, najczęściej żółtawy lub brązowawy. Połysk szklisty. Łupliwość doskonała w trzech kierunkach. Twardość wzorcowa 3. Kruchy. Gwałtownie reaguje z zimnym HCl .

Dolomit

Kryształy w przybliżeniu izometryczne. Skupienia najczęściej drobnoziarniste lub zbite. Bezbarwny, biały, żółtawy, brązowy lub czarny. Połysk szklisty, rzadziej perłowy. Łupliwość doskonała w trzech kierunkach. Twardość 3.5 - 4. Po sproszkowaniu lub podgrzaniu reaguje z HCl .

Syderyt

Kryształy izometryczne, rzadziej krótkosłupowe. Skupienia ziarniste lub zbite, także kongregacje. Szary, żółtawy lub brązowawy; rysa biała. Połysk szklisty lub perłowy. Łupliwość doskonała w trzech kierunkach. Twardość 4 - 4.5. Gwałtownie reaguje z gorącym HCl .

W młodych, a zwłaszcza współczesnych osadach występuje także uragonit, będący polimorficzną odmianą kalcytu. Jest on jednak formą metastabilną i w niedługim czasie przechodzi w postać trwałą - kalcyt.

Minerały ilaste (ilowe)

Minerały ilaste występują wyłącznie w postaci polimineralnych, zbitych agregatów o ziemistym lub drobnołuseczkowym wyglądzie. Do najpospolitszych składników takich agregatów należą: *kaolinit*, *montmorillonit* i *illit*.

Ważnym minerałem morskich skał osadowych jest glaukonit, będący agregatem złożonym głównie z minerałów ilastych wzbogaconych w żelazo.

Minerały ilowe

Skupienia (agregaty) bardzo drobnych, zwykle submikroskopowych łuseczek o twardości 1 - 2. Białe albo zabarwione na różne kolory, najczęściej szarawe, niebieskawe, żółtawe, czerwone lub rdzawe. Rozcierają się w palcach, są tłuste i śliskie w dotyku.

Glaukonit

Skupienia kuliste lub eliipsoidalne o średnicy do 2 mm. Barwa trawiazielona do zielonawoczarnej. Połysk matowy lub tłusty. Twardość około 2.

Tlenki i wodorotlenki żelaza

Grupa ta obejmuje szereg substancji mineralnych, przeważnie współwystępujących i tworzących bardzo drobnoziarniste lub kryptokrystaliczne agregaty, określane mianem *limonitu*. Najczęściej są to mieszaniny *getytu* - $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ i *lepidokrokitu* - $\text{FeO}(\text{OH})$, z domieszką koloidalnej krzemionki, kwarcu, minerałów ilastych i in.

Tlenki i wodorotlenki glinu

Minerały te występują zwykle w postaci ziemistych agregatów, zawierających zwłaszcza: *hydrargilit*, *diaspor* i *boehmit*. Mineralom tym towarzyszą zwykle tlenki i wodorotlenki żelaza.

Minerały fosforanowe

W skałach osadowych występuje wiele fosforanów o zmiennym składzie chemicznym; tworzą one nagromadzenia zwane *fosforytami*. Ich głównymi składnikami są drobnoziarniste lub skrytokrystaliczne skupienia mieszanin różnych odmian *apatytów fosforanowych*; skupienia te noszą nazwę *kolofanu*.

Klasyfikacja skał osadowych

Skały osadowe można ogólnie podzielić na trzy grupy:
(1) okruchowe, (2) chemiczne i biochemiczne, (3) organogeniczne.

Skały okruchowe (= klastyczne)

Skały okruchowe cechują się przewagą materiału allogenicznego, powstałego w wyniku wietrzenia (głównie fizycznego) skał macierzystych, albo też materiału utworzonego w wyniku procesów wulkanicznych.

Wśród skał okruchowych wyróżnia się:
skały piroklastyczne, utworzone z nagromadzenia materiałów piroklastycznych;
skały terygeniczne, powstałe depozycji produktów wietrzenia i erozji starszych skał;
regolity, będące nagromadzeniami *in situ* produktów fizycznego wietrzenia skał macierzystych.

W wyniku wietrzenia skały ulegają rozpadowi na bloki, okruchy i ziarna mineralne. Nagromadzenie się tych elementów w basenie sedymentacyjnym prowadzi do powstania **skały okruchowej luźnej**. Gdy taki luźny materiał okruchowy zostanie w procesach diagenety scementowany, powstaje **skała okruchowa zwięzła**, złożona ze *składników okruchowych* oraz wiążącej je substancji, zwanej *spoiwem*.

Z punktu widzenia składu litologicznego i mineralnego wśród skał terygenicznych wyróżnia się odmiany:
♦ **polimiktyczne**, złożone z co najmniej kilku różniących się składem typów okruchów lub ziarn mineralnych;
♦ **oligomiktyczne**, składające się z co najwyżej 2 - 3 rodzajów okruchów i ziarn; przypadkiem skrajnym są skały *monomiktyczne*, złożone ze składników jednego tylko rodzaju.

Okruchowe składniki skał piroklastycznych noszą nazwę **piroklastów**. Najważniejszymi ich odmianami są:
♦ **witroklasty**, czyli fragmenty szkliwa powstałe wskutek gwałtownego krzepnięcia wyrzucanych w powietrze strzępów lawy;
♦ **krystaloklasty**, będące pojedynczymi idiomorficznymi krzystalami lub ich fragmentami;
♦ **litoklasty**, czyli fragmenty wcześniej skonsolidowanych skał wulkanicznych lub piroklastycznych, pochodzące z kanału i krateru wulkanu.

Podstawą klasyfikacji skał okruchowych jest przeciętna wielkość tworzących je ziarn.

Średnica ziarn		Fracja	SKAŁY PIROKLASTYCZNE		SKAŁY TERYGENICZNE	
mm	Φ		luźne	zwięzłe	luźne	zwięzłe
256	-8	psefitowa	bloki wulkaniczne	brekcje i aglomeraty wulkaniczne	(głazowiska, blokowiska)	zlepnięcia i brekcje
64	-6		bomby wulkaniczne		żwir i gruzy	
2	-4		lapille			
0.0625	4	psamitowa	popioły (piaski) wulkaniczne	tufy	piaski	piaskowce
0.0039	8	aleurytowa	pyły wulkaniczne		pyły	pyłowce
		pelitowa			ilty	iłowce

Tufy są skałami przejściowymi od piroklastycznych do terygenicznych. Zawierają (wśród składników ziarnowych) 25-75% piroklastów, zaś resztę stanowi materiał okruchowy pochodzenia niewulkanicznego.

Muły (skały luźne) i mułowce (skały zwięzłe) są złożone z przemieszanych ziarn frakcji aleurytowej i pelitowej.

Gliny są skałami o skrajnie zmiennym i zróżnicowanym składzie granulometrycznym; zazwyczaj zawierają ziarna wszystkich czterech frakcji.

Skąły chemiczne i biochemiczne

W skałach chemicznych (*hydrogenicznych*) i biochemicznych przeważa materiał autogeniczny, powstały na drodze wytrącania się substancji mineralnych z roztworów, niekiedy przy udziale organizmów.

Wśród skał pochodzenia chemicznego i biochemicznego można wyróżnić:
 skały węglanowe, o dominacji minerałów węglanowych, najczęściej kalcytu i dolomitu, rzadziej - syderytu;
 skały krzemionkowe, złożone głównie z minerałów krzemionkowych (opalu, chalcedonu i kwarcu);
 ewaporaty, utworzone przez wytrącanie się soli mineralnych w izolowanych zbiornikach wodnych;
 rezydualne skały ilaste, o przewodze minerałów ilastych pochodzenia wietrzeniowego nagromadzonych *in situ*;
 skały alitowe, bogate w glin produkty wietrzenia alitowego w klimacie goracym;
 skały fosforanowe, odznaczające się dużą (ponad 15%) zawartością P_2O_5 ;
 skały żelaziste, wyróżniające się podwyższoną (do co najmniej 10%) zawartością żelaza.

SK.WĘGLANOWE	SK.KRZEMIONKOWE	EWAPORATY	SK.ILASTE	SK.ALITOWE	SK.FOSFORANOWE	SK.ŻELAZISTE
Wapienie Wap. mikrytowe Wap. detrytyczne Wap. oolitowe Wap. pizolitowe Wap. onkolitowe Stromatolity Martwice wapienne Trawertyny Nawary wapienne Kreda jeziorna Nacieki wapienne Dolomity Syderyty	Martwice krzemionk. Gejzeryty Konkrecje krzemionk. Krzemienie Czerty	Gipsy Anhydryty Sól kamienna Sole K-Mg Sylwinyty Karnalityty Sole twarde	Kaoliny Łupki ogniotwałe Bentonity	Latoryty Terra rosa Boksyty	Fosforyty Fosf. pokładowe Fosf. konkrecyjne	Żelaziaki brunatne Glaukonityty Oolitowe rudy żelaza

Skąły organogeniczne

Skąły organogeniczne powstają wskutek gromadzenia się szczątków organizmów roślinnych lub/i zwierzęcych.

Do skał pochodzenia organicznego zalicza się:
 skały węglanowe, powstające ze szczątków organizmów o szkieletach kalcytowych lub aragonitowych;
 skały krzemionkowe, zawierające szczątki organizmów o szkieletach krzemionkowych;
 kaustobiolity, zawierające związki organiczne, których głównym składnikiem jest pierwiastek węgiel.

SK.WĘGLANOWE	SK.KRZEMIONKOWE	KAUSTOBIOLITY	INNE
Zlepy muszlowe Wap. krynoidowe Wap. litotamniowe Wap. nummulitowe Wap. rafowe Kreda piszcząca	Ziemie okrzemkowe Diatomity Radiolaryty Spongiolity Opoki lekkie	Paliwa humusowe Torfy Węgle brunatne Węgle kamienne Antracyty Paliwa spropelowe Liptobiolity Bifuminy Ropa naftowa Ozokeryty Asfalty	Guano



Wśród skał organogenicznych wyróżnia się skały **zoo-geniczne**, utworzone ze szczątków organizmów zwierzęcych oraz skały **fitogeniczne**, utworzone ze szczątków organizmów roślinnych. Jeżeli szczątki te są pokruszone (*bioklasty*), to mówi się o skałach organodetrytycznych.

Poszczególne odmiany skał osadowych nie są od siebie ostro odgraniczone: istnieją między nimi ciągłe przejścia, wyrażające się występowaniem wielu skał pośrednich.

Wapienie - dolomity	Wapienie dolomityczne, dolomity wapieniste
Skały węglanowe - skały okruczowe	Wapienie piaszczyste (zapiaszczone), dolomity piaszczyste
Skały węglanowe - skały ilaste	Wapienie margliste, margle, dolomity margliste, margle dolomityczne, syderyty ilaste
Wapienie - skały krzemionkowe	Opoki
Skały krzemionkowe - skały okruczowe	Gezy
Sól kamienna - skały ilaste	Sole ilaste, zębry, ily solne
Kaustobiolity - skały ilasto-mułowcowe	Łupki węglowe, łupki bitumiczne

Tekstury i struktury skał osadowych

Cechy teksturalne skał osadowych opisują wielkość, morfologię, upakowanie i orientację ziarn.

W przypadku opisu cech teksturalnych pojęcie "ziarno" jest rozumiane bardzo ogólnie i dotyczy nie tylko ziarn w skałach klastycznych, ale także ziarn mineralnych, ziarnowych składników wapni. okruchów pochodzenia organicznego itp.

Rozkład wielkości ziarn

Rozkład wielkości ziarn w skałe okruchowej charakteryzuje się za pomocą kilku parametrów statystycznych. Są to:

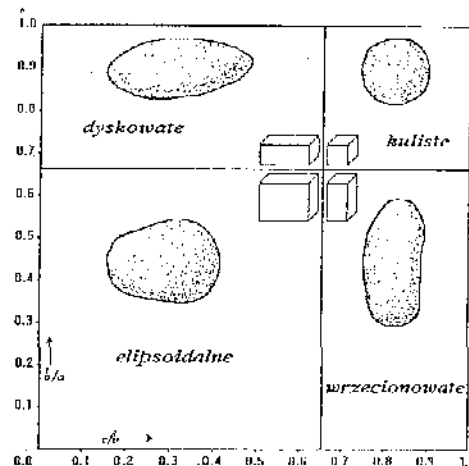
- *maksymalna średnica ziarn*;
- *przeciętna średnica ziarn*, obliczana najczęściej jako średnia arytmetyczna lub jako mediana;
- *rozrzut wielkości ziarn* (= *stopień selekcji* = *wysortowanie*); parametr ten może być określany ilościowo (np. za pomocą odchylenia standardowego) albo też - opisywany tylko jakościowo (np. za pomocą skali porządkowej typu: materiał bardzo dobrze wysortowany - materiał dobrze wysortowany - umiarkowanie wysortowany itd.).

!	Średnica ziarn		Fracja
	mm	Φ	
Istnieją cztery główne klasy wielkości ziarn, czyli frakcje:	2	-1	Pscfitowa (zwirowa)
	0.0625	4	Psamitowa (piaskowa)
			Aleurytowa (pyłowa)
	0.0039	8	Pelitowa (iłowa)

Wielkość ziarn skał okruchowych wyraża się często w jednostkach Φ , związanych z jednostkami metrycznymi zależnością $\Phi = -\lg, d$ [mm]. Jest to korzystne dlatego, że rozkłady wielkości ziarn cechują się zazwyczaj dodatnią asymetrią; przekształcenie logarytmiczne zbliża je zatem do rozkładu normalnego.

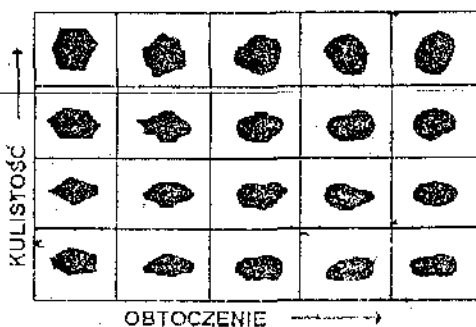
Morfologia ziarn

Kształt ziarn określa się najczęściej *metodą Zingg* - na podstawie stosunków między długościami trzech prostopadłych do siebie osi: najdłuższej (a), najkrótszej (c) i średniej (b). Oblicza się mianowicie wskaźniki b/a oraz c/b , co pozwala na wyróżnienie czterech klas kształtu: ziarn kulistych, wrzecionowatych, dyskowatych i elipsoidalnych. Innym często używanym wskaźnikiem kształtu ziarn, także opartym na długościach osi a , b i c , jest *współczynnik spłaszczenia*, zdefiniowany jako $w_s = (a + b)/2c$.



Aby określić *obtoczenie*, czyli stopień starcia ostrych naroży i krawędzi oraz ogładzenia powierzchni, można wykorzystać rozmaite metody obliczeniowe, ale wymagają one szczegółowych badań (pomiarów) laboratoryjnych i nie mają zastosowania w opisie makroskopowym. W większości przypadków wystarczająca jest przybliżona metoda półilościowa, polegająca na porównaniu badanego ziarna z odpowiednio skonstruowanym wzorcem.

Trzecim elementem opisu kształtu ziarn jest *kulistość*, czyli parametr wyrażający stopień podobieństwa ziarna do kuli. Również i



on przy specjalistycznych badaniach sedymentologicznych bywa wyrażany ilościowo, ale w praktyce określa się go jedynie w przybliżeniu, przez porównanie danego ziarna z wzorcem.

Upakowanie ziarn

Upakowanie jest cechą określającą przestrzenne zagęszczenie ziarn w skałe osadowej. Gdy ziarna stykają się ze sobą, mówi się o *zwartym szkielecie ziarnowym* skały; w przypadku przeciwnym szkielet ziarnowy określa się jako *rozproszony*.

Orientacja ziarn

Ziarna wydłużone i/lub spłaszczone mogą być ułożone w skałe w sposób beładny lub uporządkowany, dając teksturę zorientowaną. Jej szczególnie charakterystycznym przykładem jest *imbrykacja*, czyli dachówkowe ułożenie ziarn silnie spłaszczonych.

Warstwowanie jest powszechną cechą skał osadowych - tak luźnych, jak i zwięzłych. Ze względu na zróżnicowanie występujących w przyrodzie warstw, do ich opisu stosuje się różne terminy.

Warstwa jest zindywidualizowanym nagromadzeniem osadu, mniej lub bardziej wyraźnie ograniczonym od dołu i od góry w sposób dostrzegalny makroskopowo; wymiary poziome warstwy są wielokrotnie większe od jej miąższości (= grubości). Granice między warstwami są ostre lub stopniowe (gradacyjne) i mogą być wyrażone w różny sposób: przez zmianę składników osadu, jego cech teksturalnych lub strukturalnych itp.

Lamina jest to najcieńsza warstwa, jaką można wyróżnić w skale, makroskopowo nie wykazująca wewnętrznego warstwowania. Skład mineralny i cechy teksturalne są zwykle stałe w całej laminie, choć mogą też wykazywać gradacyjną zmienność w jej profilu. Miąższość lamin w skałach drobnoziarnistych jest zwykle rzędu milimetrów, ale w skałach złożonych z ziarn grubszych może być rzędu centymetrów, a nawet decymetrów.

Termin ławica używany jest w odniesieniu do grubszych warstw, które szczególnie wyraźnie indywidualizują się w profilu osadów i zaznaczają się jako główne jednostki warstwowania danej sekwencji utworów osadowych. Miąższość ławic jest na ogół rzędu decymetrów lub metrów. W obrębie ławic często występują różne mniejsze warstwy, choć istnieją także ławice, nie wykazujące wewnętrznego warstwowania.

Struktury skał osadowych noszą nazwę struktur sedymentacyjnych. Klasyfikuje się je w oparciu o kryterium genetyczne.

Struktury depozycyjne

Struktury depozycyjne powstają podczas *depozycji*, czyli gromadzenia się osadu na dnie basenu sedymentacyjnego. Można je obserwować na prostopadłych do uławicenia przekrojach warstw. Do struktur depozycyjnych należą:

- **uławicenie**, czyli występowanie skał w postaci nagromadzeń osadu, wyróżniających się jako jednostki geometryczne oddzielone od siebie mniej więcej równoległymi granicami (powierzchniami);

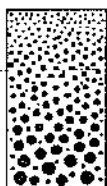
- **laminacja równoległa**, czyli wielokrotne powtarzanie się cienkich warstw (lamin), ułożonych mniej więcej równoległe do siebie i do spągowej powierzchni ławicy, w której występują;



- **warstwowanie przekątne**, czyli struktura składająca się z warstw (zwykle lamin) sedymentacyjnie nachylonych w stosunku do pierwotnie poziomej powierzchni depozycyjnej;



- **uziarnienie frakcjonalne**, wyrażające się regularną zmianą wielkości ziarn w pionowym profilu warstwy; najczęściej ziarna maleją ku stropowi warstwy.



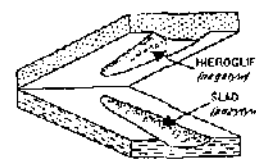
Struktury biogeniczne

Biogeniczne struktury sedymentacyjne są zachowanymi w skałach osadowych śladami życiowej działalności organizmów. Zalicza się do nich:

- ślady i hieroglify organiczne,
- wydrążenia pozostawione przez skałotoczce.

Struktury erozyjne

Erozyjne struktury sedymentacyjne powstają wskutek erozyjnej działalności prądów płynących ponad dnem pokrytym nieskonsolidowanym osadem. Zachowują się zazwyczaj na dolnych powierzchniach ławic w postaci *hieroglifów*, które są odlewami znacznie rzadziej zachowanych *śladów*. Do najważniejszych struktur erozyjnych należą:



- **kanały i rozmycia erozyjne**, mające postać różnego kształtu zagłębień o głębokości zwykle rzędu centymetrów lub decymetrów, ale niekiedy nawet kilkudziesięciu metrów (kanały);
- **ślady prądu**, będące zróżnicowaną grupą form, których powstanie związane jest głównie z erozyjną działalnością zawirowań samego prądu;
- **ślady przedmiotów**, powstające podczas przemieszczania przez prąd znajdujących się na dnie okruchów skalnych, fragmentów skorup itp.

Struktury deformacyjne

Struktury deformacyjne są zaburzeniami pierwotnego kształtu, układu lub budowy wewnętrznej warstw, powstałymi w wyniku procesów zachodzących w osadzie przed jego ostateczną lityfikacją. Najbardziej charakterystycznymi przykładami tego typu struktur są:

- **uławicenie zaburzone**, czyli pośladowanie, pomięcie lub porozrywanie ławic i warstw osadu w rezultacie podmorskich ruchów masowych;
- **struktury pogrążowe**, powstające w wyniku grzęźnięcia materiału o większym ciężarze objętościowym (zwykle piaszczystego) w podścielającym go materiale o mniejszym ciężarze (zwykle ilastym);
- **warstwowanie konwolutne**, czyli wewnątrzławicowe zaburzenia lamin, tworzące mniej lub bardziej skomplikowane układy miniaturowych fałdów;
- **dajki klastyczne**, czyli struktury zbudowane z materiału klastycznego, które swoją formą i stosunkiem do otaczających je skał przypominają niezgodne żyły intruzywne;
- **struktury ucieczkowe**, będące rozmaitymi śladami ucieczki wody z szybko deponowanego materiału piaszczystego.

Struktury sedymentacyjne

Wśród struktur sedymentacyjnych wyróżnia się struktury:
(1) depozycyjne, (2) erozyjne, (3) deformacyjne, (4) biogeniczne

Struktury depozycyjne

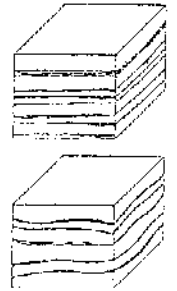
Struktury depozycyjne powstają w trakcie gromadzenia się osadu na dnie basenu sedymentacyjnego. Są najlepiej widoczne na prostopadłych do uławiczenia przekrojach warstwy.

Warstwowanie (uławiczenie)

Uławiczenie, powstające w wyniku wyraźnych zmian w procesie akumulacji lub przerw w depozycji, jest cechą zdecydowanej większości skał osadowych. Powierzchnie międzyławicowe są najczęściej głównymi powierzchniami poziomej oddzielności skały, podkreślonymi zwykle przez wietrzenie, ługowanie i erozję. Niektóre ławice pozbawione są struktur wewnętrznych lub wykazują tylko pionową gradację wielkości ziarn, inne mogą składać się z wielu podrzędnych warstw różnego typu.

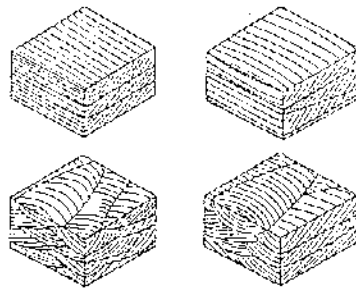
Laminacja równoległa (= pozioma)

Struktura ta, genetycznie związana z okresowymi zmianami warunków sedymentacji, polega na powtarzaniu się lamin, ułożonych mniej więcej równoległe do siebie oraz do spągowej powierzchni ławicy, w której występują. Powierzchnie graniczne lamin mogą być płaskie (płaska laminacja równoległa) lub lekko faliste (laminacja falista), a o ich indywidualizacji decydują różnice wielkości ziarn, zróżnicowanie składu mineralnego lub/i zmiana barwy.



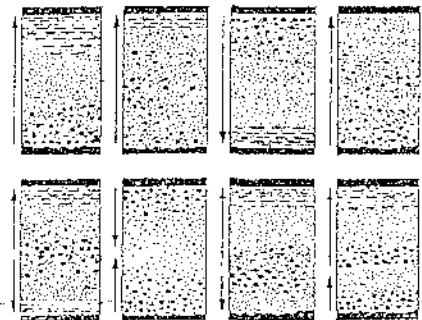
Warstwowanie przekątne

Struktury określane mianem warstwowania przekątnego składają się z warstw sedymentacyjnie nachylonych w stosunku do pierwotnie poziomej powierzchni depozycyjnej. Warstwy przekątne są najczęściej laminami; można wówczas mówić o laminacji przekątnej. Większość tych struktur powstaje w rezultacie sukcesywnego przyrastania lamin na zapadłych stokach nierówności dna (riplemarków; fal piaskowych itp.).



Uziarnienie frakcyjne

Uziarnienie frakcyjne przejawia się kierunkowymi zmianami przeciętnej lub maksymalnej wielkości ziarn w profilu warstwy. Może być normalne (gdy wielkość ziarn maleje od spagu ku stropowi), odwrócone (w przypadku przeciwnym) lub wielokrotne (gdy zmiany frakcji powtarzają się). Struktura ta jest wynikiem depozycji materiału z prądu zawiesinowego albo depozycji w warunkach normalnego prądu o zmiennej prędkości.



Szczególne odmiany warstwowania przekątnego wiążą się z zachodzącą na przemian depozycją grubszego materiału w warunkach działania prądu i materiału drobnoziarnistego z zawiesziny w warunkach braku ruchu wody. Odmiany te określane są - zależnie od proporcji między materiałem psamitowym i mułowym - jako warstwowanie smużyste, warstwowanie faliste bądź warstwowanie soczewkowe.



Struktury biogeniczne

Struktury biogeniczne (skamieniałości śladowe) są rezultatem życiowej działalności organizmów. Zachowują się jako ślady, hieroglify i wydrążenia.

Ślady i hieroglify organiczne

Ślady działalności organizmów żyjących na powierzchni dna zbiornika lub w obrębie luźnego jeszcze osadu mogą być zachowane w formie śladów na górnych powierzchniach ławic, ale najczęściej zachowują się w formie hieroglify (≡ odlewów śladów) na powierzchniach spągowych. Mogą być też widoczne w poprzecznym przekroju ławicy; gdy zwierzę rozkopywało osad i poruszało się w jego obrębie. Cidy pozostawione w ten sposób ślady silnie zaburzają pierwotne ułożenie osadu (np. laminację), noszą nazwę *bioturbacji*.

Wydrążenia skałotoczne

Skałotoczami nazywa się organizmy (zwierzęce i roślinne), posiadające zdolność chemicznego lub mechanicznego drażenia litych skał - najczęściej wapiennych. Zespół wydrążeń pozostawionych w określonym miejscu przez skałotoczce nosi nazwę *litofocenozy*.

Struktury erozyjne

Struktury erozyjne powstają wskutek działalności prądów płynących ponad dnem pokrytym nieskonsolidowanym osadem. Zachowują się zazwyczaj na dnołach powierzchniach ławie w postaci hieroglifów, którym są odlewami znacznie rzadziej zachowanych śladów.

Kanały i rozmycia erozyjne

Kanały erozyjne są podłużnymi zagłębieniami, których głębokość i szerokość są zawsze wielokrotnie mniejsze od długości. Głębokość kanałów jest często rzędu decymetrów lub nawet centymetrów, ale w szczególnych przypadkach może osiągać dziesiątki metrów.

Rozmycia erozyjne są płytkie i rozległe, bez wyraźnie zaznaczonej osi. Mają zazwyczaj niewielkie rozmiary.

Ślady przedmiotów

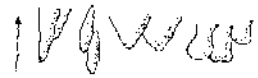
Wśród śladów poruszonych przez prąd przedmiotów wyróżnia się ślady wleczenia (wykształcone jako wąskie, niezbyt głębokie bruzdy, ograniczone równoległymi krawędziami o przebiegu zgodnym z kierunkiem prądu) i ślady przeskoków (składające się z wyraźnie oddzielonych od siebie zagłębień); formą pośrednią są ślady toczenia. Odlewy śladów przedmiotów noszą nazwę hieroglifów narzędziowych.

Ślady prądu

Geneza śladów prądu wiąże się głównie z erozyjną działalnością samego prądu. Najczęściej występują one w postaci jamek wirowych, powstających wskutek erozji dna przez wędrujące (swobodne) wiry tworzące się w prądach o burzliwym przepływie oraz śladów opływania, powstających w wyniku wzmożonej erozji spowodowanej zaburzeniami przepływu w bezpośrednim sąsiedztwie spoczywających na dnie przedmiotów.



Odlewy jamek wirowych mają bardzo charakterystyczną postać wydłużonych zgodnie z kierunkiem prądu grzbietów; ich zakończenia od strony podprądowej są zazwyczaj ostro zarysowane i stromo wzniesione, zaś w kierunku płynięcia prądu hieroglify rozplaszczają się i rozszerzają, ich kontury stają się łagodniejsze i stopniowo zlewają się z powierzchnią ławicy.



Struktury deformacyjne

Struktury deformacyjne są zaburzeniami kształtu, układu lub budowy wewnętrznej warstwy powstałymi w wyniku procesów zachodzących w osadzie przed jego ostateczną lityfikacją.

Uławicenie zaburzone



Uławicenie zaburzone jest wynikiem podmorskich ruchów masowych. W rezultacie grawitacyjnego przenieszenia ławicy i warstwy

osadu zostają w sposób mniej lub bardziej chaotyczny pofalowane, pomięte lub porozrywane, a ich odwrwane fragmenty są często spiralnie zwinięte. Niektóre ławice wykazują nabrzużenia lub przeciwnie - cieniują aż do zupełnego wyklinowania. Obok takich struktur, wskazujących na plastyczne własności osadu w czasie odkształceń, mogą występować bloki i okruchy świadczące, że zaburzeniami zostały objęte partie osadu, który osiągnął już znaczny stopień spoiwości.

Struktury pogrążowe

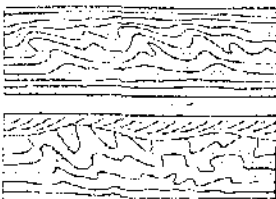


Gdy warstwa materiału o większej gęstości (zwykle psamitowego) znajdzie się ponad warstwą materiału o gęstości mniejszej (zwykle pelitowego), to układ taki jest niestabilny i bardzo łatwo może zostać wytrącony z równowagi, co rozpoczyna procesy grzęźnięcia materiału warstwy górnej w materiale warstwy dolnej. Miejsca powstawania pogrążeń uwarunkowane są zwykle zmianami miąższości warstwy górnej, powodującymi nierównomiernie

obciążenie podłoża: pogrąży zaczynają się rozwijać tam, gdzie obciążenie to jest lokalnie największe.

Warstwowanie konwolutive

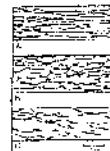
Warstwowanie konwolutive tworzy się prawdopodobnie w wyniku układu ciśnień, jaki powstaje przy przepływie prądu ponad dnem pokrytym rzeplankami lub innymi nierównościami: nad grzbietami ciśnienie jest mniejsze niż nad depresjami. Prowadzi to do coraz silniejszego zafalowania laminy, przy czym charakter i intensywność zafalowań mogą być bardzo różne: od łagodnych i regularnych undulacji laminy, po zespoły fałdów diapirowych, wachlarzowych i łączących; zawsze jednak formy antyklinalne są ściśnione i stosunkowo strome, - synkliny natomiast - szerokie i zaokrąglone.



Struktury ucieczkowe

Struktury ucieczkowe powstają w luźnym jeszcze osadzie wskutek wyciskania pod jego własnym ciężarem zawartej w nim wody porowej. Najczęściej są to:

- struktury miseczkowe, czyli cienkie, ciemne, nieciągłe laminy wygięte ku dołowi; powstają one, gdy uchodząca z osadu woda napotka na swej drodze strefę o zniższej przepuszczalności;

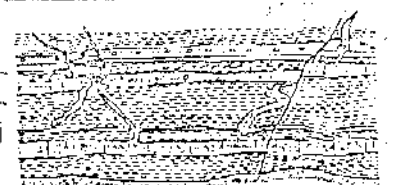


- kanały ucieczkowe, czyli pionowe, owalne kolumny piaszczyste, przecinające pierwotną laminację; są to drogi skoncentrowanego przepływu wydobywającej się z osadu wody.



Dajki klastyczne

Żyłki klastyczne powstają wskutek wciskania upłyniętego osadu (zwykle psamitowego) w warstwy otaczające. Najczęściej jest to spowodowane ciśnieniem nadkładu.



Skaly osadowe (I): skaly okruchowe

Skaly okruchowe (= *klasytyczne* = *detrytyczne*) są to skaly, w których przeważa materiał allogeniczny, powstały wskutek rozkruszenia skał starszych lub rozpylenia lawy i innych produktów erupcji wulkanicznych.

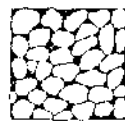
W wyniku wietrzenia skaly ulegają rozpadowi na bloki, okruchy i ziarna mineralne. Nagromadzenie tych elementów prowadzi do powstania **skaly okruchowej luźnej**. Gdy taki luźny materiał okruchowy zostanie w procesach diagenetyzacji scementowany, powstaje **skala okruchowa zwięzła**, złożona ze *składników okruchowych* oraz wiążącej je substancji, zwanej *spoiwem*.

Spoiwo (= lepiszcze) jest substancją wiążącą ziarna w zwięzłej skale okruchowej.

Z genetycznego punktu widzenia można wyróżnić:

- * spoiwo typu **cement**, utworzone w wyniku procesów fizykochemicznych; najczęściej spotyka się tu spoiwa: wapniste, krzemionkowe, żelaziste, margliste i dolomityczne;
- * spoiwo typu **matriks** (= *spoiwo wypełniające* = *masa wypełniająca*), czyli drobnoziarniste spoiwo okruchowe pochodzenia terygenicznego lub wietrzeniowego, najczęściej ilasto-pyłowe (mułowe) lub ilaste, w zasadzie nie zawierające materiału wytrąconego chemicznie.

Ze względu na ilość spoiwa oraz sposób cementacji okruchów wyróżnia się:



- * spoiwo **podstawowe** (= *bazalne*), o charakterze tła skalnego; jest ono tak obfite, że poszczególne ziarna detrytyczne nie stykają się ze sobą, tworząc *rozpraszony szkielet ziarnowy*;
- * spoiwo **porowe**, wystarczające tylko do wypełnienia pustek między zazwyczaj stykającymi się ze sobą zianami detrytycznymi, tworzącymi *zwarty szkielet ziarnowy*.

Niekiedy spoiwa jest tak mało, że wystarcza go zaledwie do spojenia ziarna lub wytworzenia na nich cienkich otoczek, przy pozostawieniu części por w stanie niewypełnionym; mówi się wówczas o spoiwie **kontaktowym**.

Skaly piroklastyczne

Skaly piroklastyczne są produktami erupcji wulkanicznych, zdeponowanymi na lądzie lub w środowisku wodnym. W ich powstawaniu nie biorą udziału procesy wietrzenia, zaś transport zachodzi jedynie pod wpływem eksplozji wulkanu i swobodnego opadania materiału na powierzchnię ziemi.

Tefra

Są to nieskonsolidowane nagromadzenia materiałów piroklastycznych, na które składają się:

- **bloki i bomby wulkaniczne**, o rozmiarach powyżej 64 mm (-6 Φ); bloki są ostrokrawędziste, kanciaste, wyrzucane przez wulkan już po zakrzepnięciu; bomby natomiast mają charakterystyczne wrzecionowate kształty, co jest wynikiem krzepnięcia w powietrzu wirujących strzępów lawy;
- **lapille**, o wymiarach od 2 do 64 mm (-1 do -6 Φ); są to najczęściej zakrzepłe fragmenty szklistej lawy, rzadziej fragmenty lawy weześniejsz skonsolidowanej, a *wyjątkowo* - pojedynczo, obtopione na krawędziach kryształ;
- **popioły (piaski) wulkaniczne**, reprezentujące frakcje od 0.0625 do 2 mm (4 do -1 Φ); dominują w nich zwykle składniki typu wiroklastów i kryształoklastów;
- **pyły wulkaniczne**, reprezentujące frakcję poniżej 0.0625 mm (4 Φ); jest to materiał najściślej rozdrobniony, zwykle typu wiroklastycznego.

Brekcje i aglomeraty wulkaniczne

Brekcje i aglomeraty wulkaniczne są złożone z ostrokrawędzistych (brekcje) lub obłych (aglomeraty) piroklastów frakcji pscfitowej, spojonych lawą lub popiołem wulkanicznym.

Tufy

Tufy są zwięzłymi skalami piroklastycznymi, składającymi się z piasków i popiołów wulkanicznych, często z domieszkami frakcji grubszych. Selekcja materiału jest w nich zwykle słaba, a warstwowanie występuje bardzo rzadko; zwykle są silnie porowate.

Tufity

Tufity są skalami przejściowymi od piroklastycznych do terygenicznych; zawierają 25-75% piroklastów, a resztę stanowi materiał okruchowy pochodzenia niewulkanicznego. Powstają najczęściej w środowisku morskim, wskutek czego mogą wykazywać pewien stopień selekcji, jak również warstwowanie.

Skąły terygeniczne

Skąły terygeniczne zawierają materiał pochodzący z obszarów przylegających do basenu sedymentacyjnego (tzw. *obszarów alimentacyjnych*), a powstający w wyniku wietrzenia i erozji starszych skał krystalicznych i osadowych.

Blokowiska i głazowiska

Blokowiska i głazowiska są nagromadzeniami fragmentów skał o średnicy powyżej 256 mm; fragmenty te są zazwyczaj ostrokrawędziste (w blokowiskach) lub słabo obtoczone (w głazowiskach). Błoki i głazy są też powszechnym składnikiem osadów lodowcowych; noszą wówczas nazwę *erastyków* (*głazów narzutowych*).

Piaski

Piaski są luźnymi skałami okrucowymi frakcji psamitowej. Składają się na ogół z pojedynczych ziarn mineralnych ze zmienną domieszką okruców skał drobno- i średnioziarnistych. Ze względu na skład mineralny wyróżnia się:

- **piaski kwarcowe**, najbardziej rozpowszechnione, o zawartości kwarcu powyżej 80% wagowych;
- **piaski arkozowe**, wyróżniające się obfitością towarzyszących kwarcowi skałeni alkalicznych;
- **piaski szarogłazowe**; zawierające - obok kwarcu - liczne okrucy różnych skał drobnoziarnistych, głównie magmowych, metamorficznych i krzemionkowych.

Lokalnie występują ponadto *piaski ilmanitowe, magnetytowe, cyrkonowe, granatowe*, a także *wapienne* i inne.

Pyły i muły

Pyły są luźnymi skałami okrucowymi frakcji aleurytowej; luźne skały złożone z ziarn aleurytowych i pelitowych noszą nazwę mułów. Głównymi składnikami mineralnymi tych skał są ziarna kwarcu i skałeni, okrucy skał drobnoziarnistych, tyszczyki i węglany.

Gruzy i żwiry

Gruzy i żwiry są luźnymi skałami frakcji psefitowej, złożonymi z okruców mniej lub więcej ostrokrawędzistych (gruz) albo obtoczonych (żwir); między gruzem a żwirem istnieją stopniowe przejścia. Skały te mogą być oligomiktyczne lub polimiktyczne; zależy to od charakteru materiału macierzystego, jak również od klimatu, przebiegu wietrzenia, erozji i transportu.

Brekcje i zlepionce

Brekcje i zlepionce są zwięzłymi odpowiednikami gruzów i żwirów. Ich spoiwo ma często charakter masy wypełniającej (*matriks*), złożonej z ziarn frakcji piaskowej, pyłowej i/lub ilowej; spotyka się także różnego typu spoiwa chemiczne (węglanowe, krzemionkowe, fosforanowe i in.).

Piaskowce

Piaskowce są scementowanymi piaskami, przy czym piaskom arkozowym odpowiadają *arkozy*, zaś piaskom szarogłazowym - *szarogłazy*. Spoiwo może być autogeniczne (cement), najczęściej kalcytowe (niekiedy margliste), krzemionkowe lub żelaziste, często jednak ma charakter detrytyczny (*matriks*) i wówczas można mówić o *arenitach* (zawierających do 15% *matriks*) oraz *wakach* (15 - 75% *matriks*).

Pyłowce i mułowce

Pyłowce są zwięzłymi odpowiednikami pyłów, zaś mułowce - zwięzłymi odpowiednikami mułów. Składają się głównie z kwarcu, obok którego mogą występować skałeni, miki, węglany, minerały ilaste, okrucy skał drobnoziarnistych i bioklasty.

Lessy są okrucowymi skałami pyłowymi pochodzenia colicznego. Zawierają kwarc (40-50%), minerały ilaste (30-40%), kalcyt i inne węglany (10-15%). Dość powszechnie występują w nich konkrete wapienne, zwane *kukielkami lessowymi*.

Skąły ilaste

Skąły ilaste zawierają ponad 50% ziarn frakcji pelitowej. Od innych skał okrucowych różnią się tym, że występują w nich - i to zwykle jako główny składnik - minerały ilaste (illit, kaolin, montmorillonit i in.). Minerały te powstają podczas wietrzenia chemicznego i diagenety, mogą też tworzyć się syngenetycznie z osadem, w którym występują; nie są więc klastami, czyli pokruszonymi fragmentami starszych skał. Materiał detrytyczny stanowią w skałach ilastych pelitowe ziarenka kwarcu, skałeni, tyszczyków, węglanów itp., zaś składnikami autogenicznymi są wodorotlenki Fe i substancje organiczne. Skąły ilaste mogą być utworami rezydualnymi, przeważnie jednak są produktami erozji, transportu i sedymentacji w środowiskach wodnych lub produktami działalności lodowców.

Na podstawie cech strukturalnych wyróżnia się następujące typy skał ilastych:

- **ily** - niescementowane lub słabo zwięzłe, często plastyczne;
- **ilowce** - zwięzłe, scementowane ily;
- **lupki ilaste (= ilolupki)** - zwięzłe, o lupkowej oddzielności.

Szczególne miejsce wśród skał ilastych zajmują gliny. Są to skały o maksymalnie zmiennym składzie granulometrycznym: zazwyczaj składają się one ze zmiennych ilości ziarn frakcji ilastych, aleurytowych, piaszczystych i żwirowych. Najpospolitsze są *gliny zwalowe (morenowe)*, osadzone przez topniejący lodowiec.

Skaly osadowe (II): skaly węglanowe

Do skal węglanowych zalicza się: wapienie, dolomity i syderyty.

Wapienie

Wapienie złożone są głównie z węglanu wapnia, niemal zawsze w postaci kalcytu. Tylko współczesne osady wapienne i niektóre młode wapienie zawierają także aragonit.

Wśród składników wapieni wyróżnia się masę podstawową i ziarna.

Masa podstawowa wapieni może być wykształcona jako:

- *mikryt*, czyli materiał węglanowy o bardzo drobnej frakcji, zwykle rzędu kilku tysięcznych milimetra;
- *sparyt*, czyli zespoły stosunkowo dużych kryształów kalcytu o wielkości od kilku setnych milimetra do kilku milimetrów.

Składnikami ziarnowymi wapieni mogą być:

- *elementy szkieletowe* zwierząt i roślin; jeżeli uległy one przed depozycją pokruszeniu podczas transportu, nazywa się je *bioklastami*;
- *intraklasty*, czyli fragmenty świeżo złożonego osadu węglanowego, który uległ erozji i redepozycji w tym samym basenie sedymentacyjnym;
- *ooidy*, czyli ziarna o kształcie kulistym, złożone z wielu koncentrycznych powłok (lamin), otulających detrytyczne jądro; ooidy mają średnicę do 2 mm - formy większe nazywa się *piżolitami*;
- *onkoidy*, czyli ziarna zbudowane podobnie jak ooidy, ale pochodzenia organicznego; jest to rodzaj *stromatolitu*, czyli laminowanej struktury powstałej wskutek biochemicznego wytrącania CaCO_3 na matach glonowych, tworzonych przez sinice, bakterie, zielenice i okrzemki;
- *peloidy*, czyli ziarna o różnej (często niejasnej) genezie, zbudowane z krypto- lub mikrokrystalicznej substancji węglanowej.

Wapienie chemiczne i biochemiczne

Większość wapieni chemicznych i biochemicznych powstaje w środowisku wodnym - morskim, niekiedy też jeziornym. Są to między innymi:

- wapienie mikrytowe, złożone wyłącznie (lub niemal wyłącznie) z mikrytowej masy podstawowej;
- wapienie detrytyczne, których zasadniczym (lub przynajmniej charakterystycznym) składnikiem są intraklasty;
- wapienie oolitowe (= *oolity*) i piżolitowe (= *piżolity*), zawierające jako główny składnik ziarnowy - odpowiednio - ooidy lub piżolity;
- wapienie onkolitowe (= *onkolity*), charakteryzujące się obecnością onkoidów;
- *stromatolity*, powstające wskutek biernego wiązania osadu węglanowego i biochemicznego wytrącania CaCO_3 przez kolonie sinic porastających dno basenu sedymentacyjnego; procesy te powodują narastanie kolejnych powłok wapiennych o znacznej nieraz rozciągłości, dzięki czemu wapienie stromatolitowe cechują się bardzo charakterystyczną laminacją.

Wapienie powstające na lądzie wykazują znacznie mniejsze rozprzestrzenienie. Należą do nich:

- *martwice wapienne*, wytrącające się z wód źródłanych i rzecznych bogatych w CaCO_3 wskutek nagłego ubytku CO_2 , spowodowanego spadkiem ciśnienia wód wypływających na powierzchnię, asymilacją przez rośliny oraz dyfuzją do atmosfery;
- *nawary wapienne*, zbudowane z aragonitu, a powstające lokalnie wokół gorących źródeł; wytrącanie CaCO_3 następuje tu wskutek zmiany temperatury i ciśnienia wód juvenilnych podczas ich wypływania na powierzchnię ziemi;
- *krety jeziorne (łakowa)*, zawierająca często liczne szczątki roślin; tworzy się ona w jeziorach, bagniskach i na podmokłych łąkach w rezultacie chemicznego lub biochemicznego wytrącania się CaCO_3 ;
- *nacieki wapienne*, powstające w jaskiniach w wyniku wytrącania się CaCO_3 z wód podziemnych.

Wapienie organogeniczne

Do wapieni organogenicznych zalicza się między innymi:

- *zlepy muszlowe* (= *muszłowce*), złożone z dużych fragmentów muszli małżów, ślimaków, ramienionogów, amonitów itp., zlepionych spoiwem mikrytowym;
- wapienie krynooidowe, utworzone wyłącznie lub głównie z kalcytowych elementów szkieletowych liliowców;
- wapienie litotamniowe, zbudowane ze zwapniałych plech krasnorostów z rodzaju *Lithothamnium*, tworzących charakterystyczne buty;
- wapienie nummulitowe, zawierające skorupki dużych otwornic z rodzaju *Nummulites*;
- wapienie rafowe, powstające *in situ* w wyniku życiowej działalności osiadłych organizmów rafotwórczych;
- *krety pisząca*, wyróżniająca się dużą zawartością kokolitów (elementów szkieletowych planktonicznych wiciowców roślinnych z grupy *Coccolithinae*), skorupki otwornic i mikrytu kalcytowego.

Wapienie organogeniczne tworzą się jako nagromadzenia wapiennych szczątków organizmów zwierzęcych (*wapienie zoogeniczne*) i roślinnych (*wapienie fitogeniczne*). Jeżeli szczątki te są pokruszone (bioklasty), to mówi się o *wapieniach organodetrytycznych*.

Dolomity

Dolomitami nazywa się skały zawierające co najmniej 50% minerału dolomitu.

Dolomity powstają najczęściej (albo nawet wyłącznie) w wyniku procesu dolomitacji, polegającego na wypieraniu w osadach lub skałach wapiennych Ca przez Mg, wskutek czego kalcyt przechodzi w dolomit. Tworzą się w ten sposób:

- **dolomity diagenetyczne**, powstające jako rezultat procesu dolomitacji mułu wapiennego w różnych stadiach jego lityfikacji; dolomitacja ta zachodzi dzięki obecności w osadzie wody zawierającej jony magnezu;
- **dolomity epigenetyczne**, będące wynikiem dolomitacji skał wapiennych przez krążące w nich wody zawierające magnez.

Dolomity mogą być utworzone w całości z mikrytowej (*dolomikryt*) albo sparytowej (*dolosparyt*) masy podstawowej; mogą też zawierać zdolomityzowane szczątki organizmów i inne, właściwe wapieniom, składniki ziarniste.



Być może istnieją także **dolomity syngenetyczne (pierwotne)**, powstające wskutek nagromadzenia się mułu dolomitowego na dnie basenu sedimentacyjnego; jak dotąd nie udało się jednak stwierdzić, czy w warunkach normalnego ciśnienia i temperatury może następować spontaniczne wytrącanie się dolomitu.

Proces dolomitacji często działa selektywnie: masa podstawowa i drobne składniki ziarnowe ulegają dolomitacji szybciej aniżeli duże ziarna i elementy szkieletowe organizmów. Może to prowadzić do powstawania skał dolomitowych zawierających wapienne, nie zdolomityzowane składniki ziarnowe.

Syderyty

Syderyty są skałami, których głównym składnikiem jest minerał syderyt.

Syderyty mogą tworzyć ciągłe lawice, ale często występują w postaci soczewkowatych lub owalnych konkrecji wśród skał ilastych i ilasto-mułowcowych. Konkrecje te noszą nazwę **sferosyderytów**.

W syderytach zwykle obecne są domieszki siarczków żelaza, szamozytu oraz węglanów Ca i Mg, a także minerałów ilastych (syderyty ilaste) i pelitu kwarcowego.

Utwory przejściowe

Istnieje wiele odmian skał przejściowych, zarówno między różnymi skałami węglanowymi, jak też między skałami węglanowymi a skałami ilastymi, okruchowymi i krzemionkowymi.

Wapienie - dolomity

Skały przejściowe między wapieniami a dolomitami klasyfikuje się w oparciu o procentową zawartość minerału dolomitu. Najczęściej wyróżnia się przy tym:

- **wapienie**, zawierające do 10% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$;
- **wapienie dolomityczne**, zawierające 10 - 50% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$;
- **dolomity wapieniste**, zawierające 50 - 90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$;
- **dolomity**, zawierające ponad 90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Skały węglanowe - skały okruchowe

Wapienie (dolomity) z psamitowymi ziarnami detrytycznego kwarcu określa się jako **wapienie (dolomity) piaszczyste**.

Wapienie - skały krzemionkowe

Obecność w wapieniach autogenicznej (organogenicznej) krzemionki daje skały zwane **opokami**.

Skały węglanowe - skały ilaste

Wapienie z domieszką minerałów ilastych i/lub pelitu okruchowego (najczęściej kwarcowego) tworzą szereg obejmujący:

- **wapienie** (ponad 90% CaCO_3);
- **wapienie margliste** (67 - 90% CaCO_3);
- **margle** (33 - 67% CaCO_3);
- **iłowce margliste** (10 - 33% CaCO_3);
- **iłowce** (poniżej 10% CaCO_3).

Podobnie jak wapienie, również dolomity mogą zawierać pokaźne domieszki materiału pelitowego. Pozwala to na wyróżnianie szeregu skał przejściowych: od dolomitów, poprzez *dolomity margliste* i *margle dolomityczne*, do *iłowców dolomitycznych* i *iłowców*.

Teksturalno-genetyczna klasyfikacja wapieni i dolomitów

Klasyfikacja ta może być stosowana przy makroskopowym opisie skał węglanowych. Bierze ona pod uwagę trzy kryteria: rozpoznawalność tekstur depozycyjnych, występowanie oznak biogenicznego wiązania osadu podczas depozycji oraz obecność i obfitość składników ziarnowych.

Pierwotna tekstura rozpoznawalna				
Składniki nie związane biogenicznie			Składniki związane biogenicznie	Pierwotna tekstura zatana
Ziarn <10%	Ziarn >10%			
	Ziarna nie kontaktują ze sobą	Ziarna kontaktują ze sobą	Wapień/dolomit organogeniczny	Wapień/dolomit krystaliczny
Wapień/dolomit mikrytowy (mikryt)	Wąka wapienna/dolomitowa	Wapień/dolomit ziarnowy (ziarnit)	Wapień/dolomit organogeniczny	Wapień/dolomit krystaliczny

Skaly osadowe (III)

Skaly krzemionkowe

Skaly krzemionkowe utworzone są głównie z autogenicznej krzemionki, zwykle w postaci chalcedonu i/lub kwarcu.

Organogeniczne skaly krzemionkowe

Organogeniczne skaly krzemionkowe powstają dzięki gromadzeniu się na dnie basenu sedymentacyjnego krzemionkowych szkieletów organizmów. Wyróżnia się wśród nich:

- **diatomity**, utworzone głównie z pancerzyków okrzemek; słabo zwarte - dające się rozcierać w palcach - odmiany diatomitu noszą nazwę *ziemi okrzemkowej*;
- **radiolaryty**, złożone ze skorupki radiolarij, spojonych krzemionką powstałą z rozpuszczenia form drobniejszych;
- **spongiolity**, zawierające jako główny element skałotwórczy igły gąbek, zlepione chalcedonowym spoiwem.

Występujące w skałach krzemionkowych szczątki organiczne nie są widoczne makroskopowo. Wprowadzono zatem ogólną nazwę **rogowiec**, oznaczającą skaly krzemionkowe, które występują jako warstwy wśród innych skał.

Chemiczne skaly krzemionkowe

Tworzenie się nieorganicznych osadów krzemionkowych zachodzi na bardzo niewielką skalę i jest ograniczone do gorących źródeł wulkanicznych, gdzie powstają gejzeryty i martwice krzemionkowe.

Chemiczną naturę mają także **konkrecje krzemionkowe**, występujące najczęściej w wapieniach, marglach i opokach. Wyróżnia się wśród nich:

- **krzemienie** o konturach wyraźnie zaznaczonych w stosunku do skały otaczającej, od której zazwyczaj zdecydowanie różnią się barwą;
- **czerty** o niestrych konturach i barwie zbliżonej do barwy skały otaczającej.

Skalami przejściowymi między krzemionkowymi a okrzemkowymi są gezy, zawierające zarówno kwarc detrytyczny, jak i krzemionkę organogeniczną, zaś skałami przejściowymi między krzemionkowymi a węglanowymi (wapieniami) - opoki, składające się z węglanu wapnia i krzemionki pochodzenia gąbkowego; wylugowanie kalcytu prowadzi do powstania opoki lekkiej.

Ewaporaty

W ewaporatach występuje około 30 minerałów autogenicznych, głównie chlorków i siarczanów sodu, potasu, wapnia i magnezu.

Ewaporaty siarczanowe

Ewaporaty siarczanowe są często skałami niemal monomineralnymi. Należą do nich:

- **gipsy**, złożone z minerału gipsu, zwykle wyraźnie krystaliczne, przy czym wielkość i pokrój kryształów mogą być bardzo różne - od drobnych, izometrycznych (*alabaster*), po wielkie, kilkumetrowe, często zbliżone (*faskółcze ogony*); znane są także gipsy włókniste;
- **anhydryty**, złożone z minerału anhydrytu, zwykle twardsze od gipsów i drobnokrystaliczne, choć mogą też być włókniste lub ziemiste.

Ewaporaty solne

Ewaporaty solne złożone są głównie z chlorków i siarczanów sodu, potasu, wapnia i magnezu. Wyróżnia się wśród nich:

- **sól kamienna (*halityt*)**, niemal monomineralną, składającą się głównie z halitu, któremu towarzyszą domieszki innych minerałów solnych i substancji ilastych;
- **sole potasowo-magnezowe**, składające się głównie z chlorków i siarczanów potasu i magnezu; najbardziej rozpowszechnionymi solami potasowo-magnezowymi są:
 - *sylwinity*, złożone głównie z sylwinu i halitu;
 - *karnalityty*, złożone głównie z karnalitu i halitu;
 - *sole twarde*, złożone głównie z sylwinu, halitu i anhydrytu.

Rezydualne skaly ilaste

Rezydualne skaly ilaste zawierają, obok minerałów ilastych, odporne na wietrzenie składniki skał macierzystych.

Typowymi przykładami rezydualnych skał ilastych są:

- **kaoliny**, złożone głównie z kaolinitu, a podrzędnie zawierające kwarc, lyszczyki, illit oraz odporne na wietrzenie minerały ciężkie; kaoliny tworzą się w wyniku wietrzenia kwaśnych skał magmowych i metamorficznych oraz arkoz;
- **benionity**, powstające w wyniku podmorskiego wietrzenia szkliwa wulkanicznego drobnoziarnistych osadów piroklastycznych (tufów popiołowych); składają się one głównie z montmorillonitu lub pakietów mieszanych montmorillonit/illit, a ponadto mogą zawierać inne minerały ilaste, kwarc, skalenie, biotyt, chloryty, zeolity i relikty szkliwa.

Skaly alitowe

Skaly alitowe składają się głównie z wodorotlenków i tlenków glinu i żelaza.

Skaly alitowe są produktami wietrzenia laterytowego (alitowego), zachodzącego w klimacie tropikalnym, gorącym i wilgotnym. Należą do nich:

- lateryty, które są bezpośrednimi, rezydualnymi produktami wietrzenia glinokrzemianów w klimacie tropikalnym; ich głównymi składnikami są wodorotlenki glinu i żelaza, przy czym proporcje między nimi zależą od rodzaju skał macierzystych: gdy są nimi kwaśne skaly magmowe, to wyraźną przewagę osiągają wodorotlenki glinu, natomiast lateryty powstające ze skał bardziej zasadowych zawierają więcej wodorotlenków żelaza;
- terra rosa ("czerwona ziemia"), czyli residuum po krasowym wietrzeniu skał węglanowych, zwłaszcza wapieni; wypełnia kotły, kieszenie i kominy krasowe; podobnie jak lateryt, składa się głównie z wodorotlenków glinu i żelaza;
- boksyty, zawierające wodorotlenki glinu (hydrargilit, diaspor, boehmit), którym zwykle towarzyszą: kwarc, minerały ilaste, tlenki i wodorotlenki żelaza, węglany i inne; ze względu na genezę wyróżnia się: *boksyty rezydualne*, *boksyty krasowe*, *boksyty osadowe* i *boksyty okruchowe*.

Skaly fosforanowe

Skaly fosforanowe wyróżniają się dużą (ponad 15%) zawartością P_2O_5 .

Podstawową odmianą skał fosforanowych są fosforyty, tworzące warstwy (*fosforyty pokładowe*) i koncentracje (*fosforyty koncentryjne*) w osadach piaszczystych, mułkowych, ilastych, marglistych i wapiennych. Zawierają fosforany o zmiennym charakterze mineralogicznym (apatyt, kolofanit, frankolit i in.), a także kwarc, kalcyt, glaukonit i minerały ilaste.

Szczególnym utworem fosforanowym jest guano, czyli nagromadzenie ekskrementów, piór i kości ptasich. Tworzy się najczęściej w jaskiniach, w gorącym i suchym klimacie. Zawiera do 20% P_2O_5 .

Skaly żelaziste

Skaly żelaziste cechują się podwyższoną (do co najmniej 10-15%) zawartością żelaza, związanego w postaci tlenków lub soli kwasów tlenowych.

Najważniejszymi odmianami skał żelazistych są:

- żelaziaki brunatne (= limonity), tworzące się powszechnie w dobrze natlenionych środowiskach wodnych; należą do nich między innymi *rudy darniowe*, *bagienne* i *jeziorne*;
- skaly syderytowe (= syderyty), zawierające jako główny składnik minerał syderyt, któremu zwykle towarzyszą siarczki Fe, szamozyt, węglany Ca i Mg oraz minerały ilaste; mogą tworzyć ciągle ławice, ale często występują w postaci owalnych koncentracji (*sferosyderyty*) wśród skał ilastych i ilasto-mułkowych;
- skaly glaukonitowe (= glaukonityty), które zawierają ponad 50% glaukonitu (niekiedy jego zawartość przekracza nawet 90%);
- żelaziste skaly chlorytowe, dla których charakterystyczna jest obecność chlorytów Fe^{2+} i Fe^{3+} , głównie szamozytu i turyngitu; ponieważ minerały te wykazują silną tendencję do tworzenia ooidów, żelaziste skaly chlorytowe bywają też nazywane *oolitowymi rudami żelaza*.

Specyficzną odmianą skał syderytowych są muszłowce syderytowe, stanowiące przejście między utworami syderytowymi a wapiennymi. W ich skład wchodzi kalcytowe szczątki organiczne (głównie muszle) oraz bardzo drobnoziarniste osady syderytowe, który je spaja.

Kaustobiolity

Kaustobiolity (paliwa kopalne) są skałami organogenicznymi, różniącymi się od wszystkich innych skał osadowych zawartością związków organicznych, których głównym składnikiem jest pierwiastek węgiel.

Kopalne paliwa stałe

Głównymi składnikami kopalnych paliw stałych są uwęglone szczątki roślin. Wyróżnia się:

- kopalne paliwa humusowe, powstające ze szczątków flory lądowej; należą do nich: *torfy*, *węgle brunatne*, *węgle kamienne* i *antracyty*;
- kopalne paliwa sapropelowe, dla których materiałem wyjściowym jest flora i fauna morska; należą do nich *sapropiele* i *węgle sapropelowe*;
- liptobiolity, które powstały z resztek roślinnych najodporniejszych na działanie bakterii i utlenianie; najbardziej znanym liptobiolitem jest *bursztyn*.

Bituminy

Ropa naftowa jest naturalną substancją ciekłą, będącą mieszaniną węglowodorów ciekłych, stałych i gazowych. Podczas migracji w skorupie ziemskiej ropa ulega naturalnej filtracji i dyferencjacji; powstają wówczas między innymi *ozokeryty* (*woski ziemne*). Ropa wyciekająca na powierzchnię ziemi ulega wietrzeniu chemicznemu i odgazowaniu; typowym produktem takich procesów są asfalty.

Utworami przejściowymi między kaustobiolitami a skałami ilasto-mułkowymi są łupki palne, wśród których wyróżnia się *łupki węglowe*, z domieszką składników charakterystycznych dla węgla humusowych lub sapropelowych, oraz *łupki bitumiczne*, zawierające domieszkę stałych lub płynnych węglowodorów.

Węglowodory gazowe mogą tworzyć samodzielne nagromadzenia gazu ziemnego. Jego głównym składnikiem jest metan, któremu towarzyszą zwykle azot i hel.

TABELA GEOCHRONOLOGICZNA

EON	ERA	OKRES	EPOKA	Wiek granic (mln lat)	OROGENEZA	
FANEROZOICZNY	KENOZOICZNA Kz	CZWARTORZĘD Q	Holocen Q _h	0.01	ALPEJSKA	
			Plejstocen Q _s	1.67		
		TRZECIORZĘD Tr	NEOGEN Ng	Pliocen Pl		5.5
				Miocen M		24
				Oligocen Ol		36
			PALEOGEN Pg	Eocen E		55
				Paleocen Pc		66
				Późna Cr ₃		140
		Wczesna Cr ₁				
	MEZOZOICZNA Mz	KREDA Cr	Późna J ₃	210		
			Środkowa J ₂			
			Wczesna J ₁			
		JURA J	Późny T ₃	(240)		
			Środkowy T ₂			
			Wczesny T ₁			
		TRIAS T	Późny P ₂	250		
			Wczesny P ₁			
			Późny C ₂		290	
	KARBON C	Wczesny C ₁				
		Późny D ₃	360			
		Środkowy D ₂				
	PALEOZOICZNA Pz	DEWON D		Wczesny D ₁	410	
			Późny S ₂			
		SYLUR S	Wczesny S ₁	440		
			Późny O ₃			
		ORDOWIK O	Środkowy O ₂	500		
			Wczesny O ₁			
Późny Cm ₃						
KAMBR Cm	Środkowy Cm ₂	590				
	Wczesny Cm ₁					
	Późny Pt ₃		2500			
PROTEROZOIK Pt	Środkowy Pt ₂					
	Wczesny Pt ₁					
	ARCHAİK A	4000				
PREKAMBR pCm	EON PRYSKOICZNY	4600				