

## WPROWADZENIE DO KURSU SEDYMENTOLOGII

**Sedymentologia** to nauka o osadach odkładanych na powierzchni Ziemi w sposób naturalny tj. o skałach osadowych, o ich cechach, rodzajach, sposobach i warunkach powstawania.

### Cel kursu:

Zapoznać studentów z:

- podstawowymi aspektami ukształtowania skał osadowych oraz sposobów i warunków ich formowania na etapie osadzania i grzebania (**sedymogenezy**),
- sposobami opisu cech skał osadowych pozwalających rozpoznać ich genezę,
- sposobami rozpoznawania genezy skał osadowych.

### Sposób realizacji kursu:

**30 godzin wykładów** (1 raz w tygodniu, 2 godziny lekcyjne),

**45 godzin ćwiczeń** (1 raz w tygodniu, 3 godziny lekcyjne).

Ćwiczenia w 3. blokach tematycznych:

1. Zasady opisu sedymentologicznego skał: analiza składu petrograficznego i cech teksturalnych – 5 pierwszych ćwiczeń,
2. Rozpoznawanie i analiza struktur sedymentacyjnych – 5 ćwiczeń,
3. Rozpoznawanie i opis cech skał węglanowych i innych niesilikoklastycznych – 5 ćwiczeń.

### Sposób zaliczenia kursu:

- zaliczenie ćwiczeń,
- zaliczenie egzaminu (pisemne: sprawdzian znajomości zagadnień omawianych na wykładach, zaleconych do samodzielnego poznania i poznawanych na ćwiczeniach.  
Do egzaminu może przystąpić student, który zaliczył aktualne ćwiczenia.

### Literatura zalecana:

#### Podreczniki:

1. **Sedymentologia**. R. Gradziński et al. 1975. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
2. **Zarys Sedymentologii**. R. Gradziński et al. 1986. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
3. **Procesy Kształtujące Powierzchnię Ziemi**. P.A. Allen, 2000. Wydawnictwo Naukowe PWN
4. **Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget**. Einsele G., Wydanie pierwsze 1992, Wydanie drugie 2000. Wydawnictwo Springer.
5. **Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics**. Leeder M. R., 1999. Wydawnictwo Blackwell Science.

#### Ważniejsze czasopisma sedymentologiczne:

1. **Sedimentology**,
2. **Sedimentary Geology**,
3. **Journal of Sedimentary Research**,
4. **Developments in Sedimentology**.

#### Inne publikacje sedymentologiczne:

Różne czasopisma geologiczne, w tym czasopisma poświęcone procesom naturalnym na powierzchni Ziemi oraz różne opracowania książkowe.

## Najważniejsze daty w rozwoju sedymentologii

Nazwę wprowadził Wadell (1932). Wcześniej, zagadnienia zaliczane dziś do sedymentologii nazywano geologią skał osadowych.

Zapoczątkowanie sedymentologii wiąże się z narodzinami nowoczesnej geologii, tj. z ogłoszeniem **konceptji cyklu geologicznego**, tj. **konceptji uniformitaryzmu** (“teraźniejszość kluczem do przeszłości”, J. Hutton, 1788).

Trwały rozwój sedymentologii ma miejsce od ogłoszenia **konceptji aktualizmu geologicznego** (uściślona koncepcja uniformitaryzmu; Ch. Lyell, opublikowana w *Principles of Geology*, 1830-1833).

Postępy w sedymentologii są silnie związane z rozwojem innych nauk, szczególnie fizyki, chemii, biologii oraz z rozwojem techniki. Znaczny wkład w rozwój sedymentologii wniosły poszukiwania złóż surowców naturalnych, szczególnie ropy naftowej.

## POJĘCIA PODSTAWOWE

**Skala osadowa:** skała powstała w efekcie naturalnego nagromadzenia tworzącego ją materiału na powierzchni Ziemi.

Materiał tworzący skałę osadową to **materiał osadowy**. Stanowią go produkty:

- wietrzenia skał starszych,
- funkcjonowania świata organicznego,
- wytrącania z roztworów naturalnych,
- wulkanizmu.

Obszar, na którym akumulowany jest materiał osadowy to **basen sedymentacyjny**.

Procesy fizyczne, chemiczne i biologiczne prowadzące do formowania skały osadowej to **procesy sedymentacyjne**.

Basen sedymentacyjny wraz z działającymi w nim procesami i panującymi warunkami fizycznymi, chemicznymi i biotycznymi to **środowisko sedymentacyjne/depozycyjne**.

Obszar, z którego pochodzi materiał osadowy badanej skały to **obszar źródłowy** (*obszar alimentujący*).

Proces osadzania (niekoniecznie prowadzący do formowania osadu) to **sedymentacja**.

Proces składania osadu (formowania skały osadowej, niezależnie od trwałości) to **depozycja**.

Proces trwałego gromadzenia osadu to **akumulacja**.

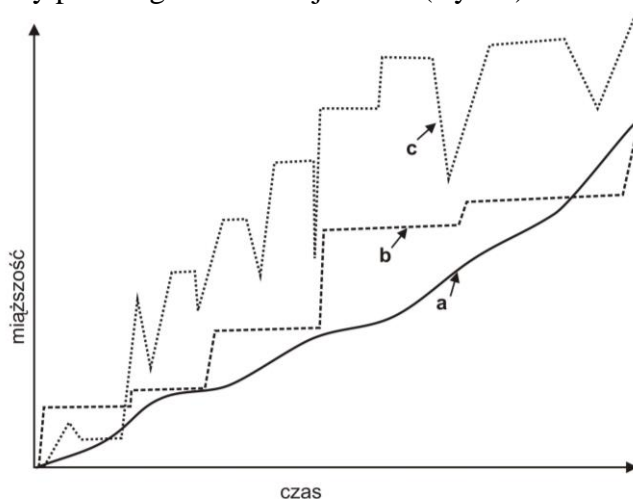
Sedymentacja materiału osadzonego wcześniej w innym miejscu to **resedymentacja, redepozycja**.

Tempo odkładania materiału niezależnie od czasu pozostawania w osadzie (późniejszej erozji) to **tempo depozycji**.

Stosunek miąższości osadu do czasu jego tworzenia (tempo ostatecznego przyrostu osadu) to **tempo akumulacji**.

### Podstawowe aspekty formowania skał osadowych

Sposoby przebiegu akumulacji osadu (Ryc. 1)



**Ryc. 1.** Sposoby przebiegu akumulacji osadu (z: Gradziński et al. 1986);

- a - akumulacja ciągła, ze zmiennym natężeniem w czasie,
- b - akumulacja okresowa (skokowy przyrost osadu),
- c - akumulacja z silnie zmiennym natężeniem, okresami erozji.

Rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na czas trwania i popularność:

- **procesy normalne (sekularne)** – procesy trwające “ciągle”, procesy tła depozycyjnego, na ogół powolne,
- **procesy zdarzeniowe (katastroficzne)** – procesy pojawiające się okresowo, o dużym natężeniu.
- **procesy wyjątkowe (wydarzeniowe)** – procesy pojawiające się b. rzadko, zazwyczaj o niezwykle silnej dynamice i wyjątkowych efektach.

Osady procesów normalnych to **osady tła depozycyjnego** (ang. *background deposits*; np. sady pelagiczne),

Osady procesów zdarzeniowych to **osady zdarzeniowe** lub *katastroficzne* (ang. *event deposits, catastrophic deposits*; np. osady obrywów skalnych).

Źródła energii procesów sedymentacyjnych:

- pole grawitacyjne Ziemi,
- promieniowanie słoneczne,
- diastrofizm,
- energia wiązań chemicznych.

Czynniki kontrolujące przebieg procesów sedymentacyjnych i rodzaj powstających osadów:

- **Czynniki zewnętrzne:**
  - diastrofizm,
  - klimat,
- **Czynniki wewnętrzne (środowiskowe):**
  - geometria środowiska,
  - energia środowiska,
  - rodzaj osadów,
  - biosfera.

Podstawowe czynniki bezpośrednie kształtujące fizyczne procesy sedymentacyjne:

- dostępność materiału osadowego,
- spadek powierzchni terenu (dna),
- chemizm środowiska.

Etapy formowania skały osadowej:

- **sedymentogeneza** (proces formowania się osadu; sedymentacja, depozycja, deformacja synsedymentacyjna, akumulacja),
- **diageneza** (przekształcanie pierwotnego osadu polegające na jego kompaktacji i prowadzące do lityfikacji),
- **katogeneza** (wtórne przemiany skały osadowej, np. delityfikacja, rekrystalizacja).

Sedymentologia zajmuje się zasadniczo procesami sedymentogenezy. Całością procesów kształtujących skały osadowe zajmuje się petrologia skał osadowych.



## PODSTAWOWE PARAMETRY CHARAKTERYZUJĄCE SKAŁY OSADOWE

1. **Skład petrograficzny** – jakie składniki mineralne, skalne budują skałę/osad.
2. **Tekstura** to budowa skały ze względu na wielkość, morfologię i ułożenie składników, np. tekstura gruboziarnista, gruzłowa, oolitowa; składniki wyróżniane ze względu na wielkość, morfologię powierzchni, ukształtowanie wewnętrzne i pochodzenie to **składniki teksturowe**.  
Podstawowe kategorie składników kształtujące teksturę skały osadowej to: **szkielet ziarnowy, matriks (masa wypełniająca), cement**.
3. **Struktura** to budowa skały pod względem sposobu rozmieszczenia składników; forma przestrzennego rozmieszczenia składników mineralnych i/lub teksturowych, włącznie z formą zewnętrzną ciała skalnego i ukształtowaniem jego powierzchni.

Struktury ukształtowane podczas sedymentogenezy to **struktury sedymentacyjne**.

Struktury ukształtowane podczas diagenety to **struktury diagenetyczne**.

Główne rodzaje struktur sedymentacyjnych ze względu na naturę czynnika generującego:

- struktury fizyczne,
- struktury chemiczne,
- struktury biotyczne (biogeniczne).

Główne rodzaje struktur sedymentacyjnych ze względu na ogólny sposób powstania:

- struktury depozycyjne,
- struktury erozyjne,
- struktury deformacyjne.

Podstawowe formy geometryczne struktur skał osadowych to:

- struktura masywna (osad bezstrukturowy, ang. *structureless deposit, massive deposit*)
- warstwowania, laminacje, smużystość (ang. *stratification, lamination, streaking*),
- hieroglify,
- riplemarki, diuny.

Ze względu na miejsce występowania w stosunku do ciała skalnego struktury skał osadowych dzieli się na:

- wewnątrzławicowe
- zewnątrzławicowe

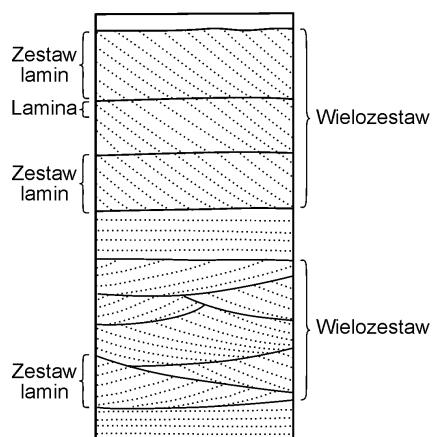
Cechą wyróżniającą skały osadowe jest ich warstwowa budowa, szczególnie wyraźna na ich przekrojach poprzecznych do kierunku przyrostu osadu (Ryc. 2).

**Warstwa** to ciało skalne ograniczone z dwu stron mniej więcej równoległymi powierzchniami, wyróżniające się w profilu skał ze względu na wyrazistość tych powierzchni, skład mineralny, barwę, strukturę lub teksturę, o miąższości powyżej kilku centymetrów. Budowa osadu przejawiająca się występowaniem w nim cienkich warstw nazywa się **warstwowaniem**.

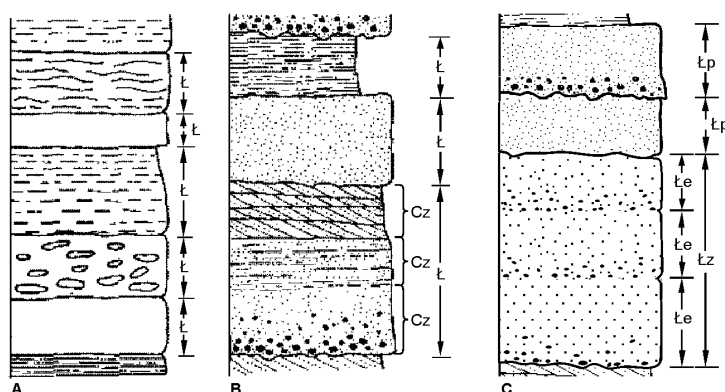
Warstwa osadu/skały o miąższości zwykle poniżej 3 cm, nie wykazująca makroskopowo podziału na cieńsze warstwy, od osadu otaczającego różniąc się składem mineralnym lub teksturą to **lamina**. Bardzo cienkie, nieciągłe laminy to **smugi** (ang. *streaks*). Budowa osadu przejawiająca się występowaniem w nim warstw o charakterze cienkich lamin nazywa się **laminacją**. Występowanie w osadzie smug to **smużystość** (ang. *streaking*). Warstwy/laminy mogą być płaskie, nierówne, równoległe, przekątne, faliste, miseczkowe, itd.

**Soczewka** to ciało osadu, skały, o zarysie soczewkowym w przekroju poprzecznym, różniące się od otoczenia składem mineralnym, barwą, strukturą lub teksturą, o różnej miąższości.

Ciało skalne o budowie warstwy, wyraźnie indywidualizujące się w profilu osadów, ograniczone z dwu stron wyraźnymi powierzchniami, o miąższości powyżej 3 cm to **ławica** w sensie opisowym (Ryc. 3). Budowa osadu przejawiająca się występowaniem ławic nazywa się **uławiczeniem** (ang. *bedding*).



**Ryc. 2.** Schemat jednostek warstwowania: lamina, zestaw lamin, wielozestaw (za Gradziński et al.1986)



**Ryc. 3.** Ławice: A – przykład z serii wapiennej, B – przykład z utworów fliszowych. Ł – ławica, CZ – człon ławicy

Termin **ławica** stosowany jest również w znaczeniu genetycznym, łącznie z określeniem jej genetycznego charakteru (np. ławica zawieszinowca to ławica osadzona ze spływu zawiesziny; ławica tempestytu tj. ławica osadzona z chmury zawiesziny uformowanej przez sztorm). W takim ujęciu ławicą nazywa się ciało skalne powstałe w efekcie określonego rodzaju sedymentacji (zdarzenia depozycyjnego), o różnej wyrazistości w profilu osadów.

Ciało skalne o budowie warstwy, wyraźnie indywidualizujące się w obrazie odsłonięcia, takie którego cechy wskazują na osadzenie w efekcie jednego wydarzenia (np. jednego spływu zawiesziny) to **ławica prosta** (termin opisowo-genetyczny; Ryc. 3C).

Ciało skalne o budowie warstwy, wyraźnie indywidualizujące się w obrazie odsłonięcia takie, którego cechy dostrzegane przy bliższym oglądzie wskazują na osadzenie w efekcie kilku wydarzeń sedymentacyjnych, które pozostawiły osad słabo różniący się od siebie i niewyraźnie rozgraniczony to **ławica złożona (ławica amalgamowana)**; termin opisowo-genetyczny).

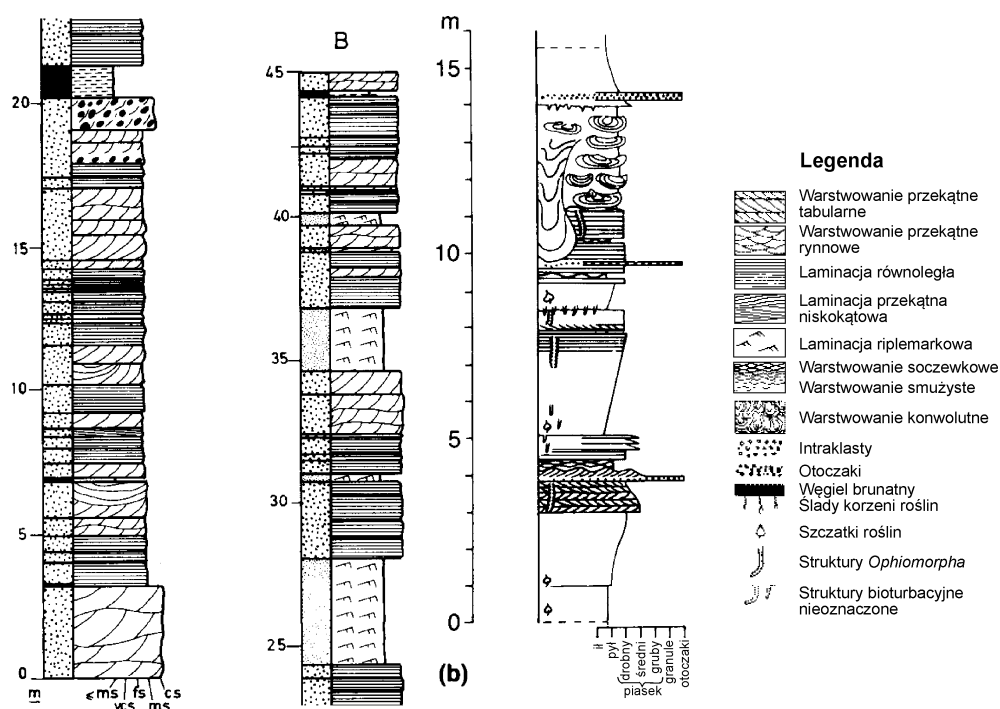
Jednorodną, nielaminowaną, niewarstwowaną budowę skały nazywa się ogólnie budową masywną (struktura masywna, budowa bezstrukturowa). Przeciwnieństwem budowy masywnej jest budowa (struktura) warstwowana, laminowana.

### Inne kategorie jednostek skalnych:

- **pakiet** – zespół warstw, lamin, miąższość do kilku metrów,
- **kompleks** – masy skalne wyróżniające się ze względu na jakąś cechę, o miąższości kilkunastu do kilkuset metrów,
- **seria skalna** – zróżnicowane litologicznie masy skalne o miąższości powyżej kilkunastu metrów,
- **ogniwo** - formalna jednostka litostratygraficzna, podrzędna względem formacji, pod względem miąższości odpowiada kompleksowi,
- **formacja** - formalna, podstawowa jednostka litostratygraficzna, pod względem miąższości odpowiada kompleksowi lub serii skalnej o miąższości zazwyczaj do kilkuset metrów
- **grupa** - formalna jednostka litostratygraficzna, obejmuje kilka formacji pod względem miąższości odpowiada serii skalnej o miąższości kilkuset i więcej metrów.

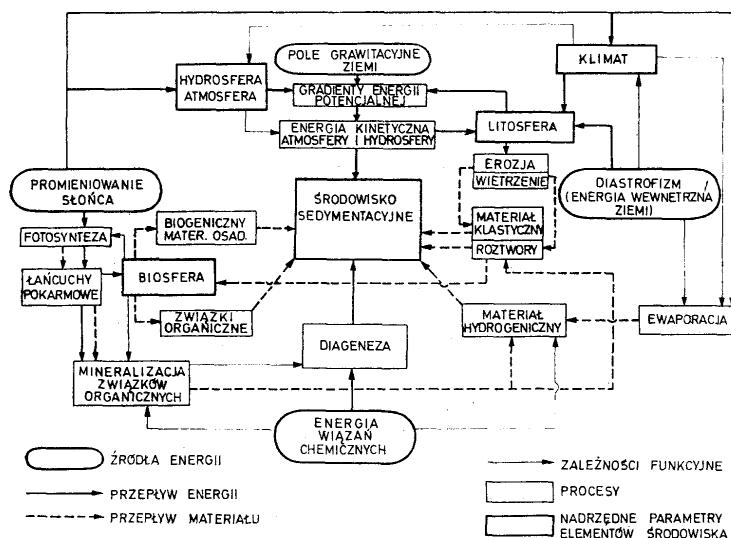
## METODY BADAŃ

1. Badania wykształcenia osadów współczesnych i kopalnych (opisy terenowe skał i ich profili – profili sedymentologicznych (Ryc. 4); różne badania mineralogiczne, chemiczne.

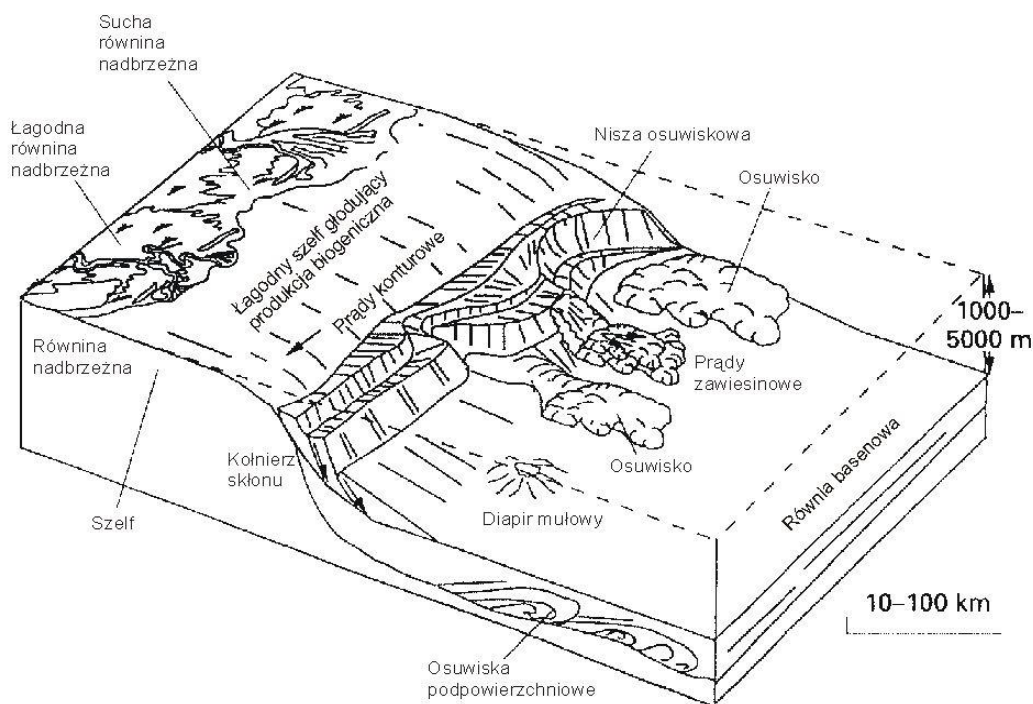


Ryc. 4. Przykłady profili sedymentologicznych

2. Badania ukształtowania środowisk sedymentacyjnych współczesnych i kopalnych (fizjografia, osady, procesy).
3. Modelowanie procesów sedymentacyjnych:
  - 3.1. Modele fizyczne** – odtwarzające w warunkach laboratoryjnych naturalny proces sedymentacyjny.
  - 3.2. Modele pojęciowe** – sformalizowany wyraz hipotetycznego związku przyczynowego, który doprowadził do powstania obserwowanych zjawisk: diagramy zależności (Ryc. 5), modele graficzne środowisk depozycyjnych (Ryc. 6).
  - 3.3. Modele matematyczne:** deterministyczne, statystyczne, stochastyczne.
4. Komputerowe modelowanie procesów sedymentacyjnych i rozwoju środowisk sedymentacyjnych; modelowanie basenów sedymentacyjnych.



Ryc. 5. Źródła energii a procesy sedymentacyjne – model zależności, wg Gradziński et al. 1986



Ryc. 6. Graficzny model sedymentologiczny środowiska depozycyjnego fartucha zdominowanego mułem rozwiniętego przy skłonie basenu morskiego (skłonie kontynentalnym), (z Reading & Richards 1994).

## ZASTOSOWANIE SEDYMENTOLOGII

1. Poznanie sposobu zapisu w osadach procesów i środowisk naturalnych.
2. Poznanie procesów i warunków panujących na powierzchni Ziemi w przeszłości.
3. Poznanie rozmieszczenia, budowy i genezy złóż wielu surowców naturalnych, szczególnie: węglowodorów, wody, rud metali (m.in. Cu, Pb, Zn, Ag), węgla, torfu, materiałów budowlanych.
4. Prognozowanie naturalnego rozwoju środowisk współczesnych.

Rozwinięciem sedymentologii w odniesieniu do osadów kopalnych (skał osadowych) jest analiza facji oraz analiza basenów sedymentacyjnych.

## MATERIAŁ OSADOWY

Rodzaje składników osadu ze względu na stan skupienia:

- stałe,
- płynne.

Rodzaje stałych składników osadu ze względu na ostateczny sposób powstania:

- **strątowne** (*precypitaty*: krystaliczne, bezpostaciowe, organogeniczne, nieorganiczne),
- **okruchowe** (klastyczne; np. litoklasty, bioklasty).

Rodzaje składników osadu ze względu na pochodzenie tworzącego je materiału:

- **litogeniczne** (wyłącznie okruchowe, lityczne, *litoklasty*),
- **biogeniczne** (sfosylizowane organizmy, szkielety organizmów, fragmenty organizmów lub ich szkieletów: *bioklasty*; złożone elementy organiczne lub organogeniczne),
- **hydrogeniczne** (precypitaty krystaliczne lub bezpostaciowe proste i złożone),
- **kosmiczne** (okruchy przekrystalizowanej lub zeszkłonej materii kosmicznej).

Rodzaje składników osadu ze względu na pochodzenie w odniesieniu do basenu sedymentacyjnego:

- **intra-basenowe** (miejscowe - *autochtoniczne* w stosunku do miejsca powstania skały macierzystej, lub spoza miejsca powstania skały macierzystej - *allochtoniczne*),
- **ekstra-basenowe** (spoza basenu, w którym osadziła się skała macierzysta - *allochtoniczne*).

Rodzaje składników osadu o stałym stanie skupienia, wyróżniane ze względu na ich naturę podczas formowania skały macierzystej:

- **ziarniste** (przytransportowane jako ciała stałe, w formie "ziaren", do miejsca osadzania się skały macierzystej; *presedymentacyjne*),
- **strątowne** (powstałe w efekcie wytrącenia w miejscu formowania się skały osadowej; *synsedymentacyjne* i *postsedymentacyjne*; nieorganogen. - zazwyczaj stanowią cement w skale; organogeniczne, np. szkielety bentosu sesylnego, nieszkieletowe twory organogeniczne np. onkoidy).

### ZIARNISTE SKŁADNIKI SKAŁ OSADOWYCH

Rodzaje:

- **składniki suprapresedymentacyjne** – głównie składniki powstałe w z rozpadu skał starszych, pochodzą zazwyczaj z lądu, tzn. są to składniki terygeniczne. Są nośnikami informacji o obszarze źródłowym materiału osadowego,
- **składniki subpresedymentacyjne** – „synsedymentacyjne” (±równowiekowe ze skałą macierzystą, tak intra- jak i ekstra basenowe. Są nośnikami informacji o środowisku sedymentacji skały macierzystej.

Podstawowe parametry charakteryzujące składniki ziarniste skał osadowych:

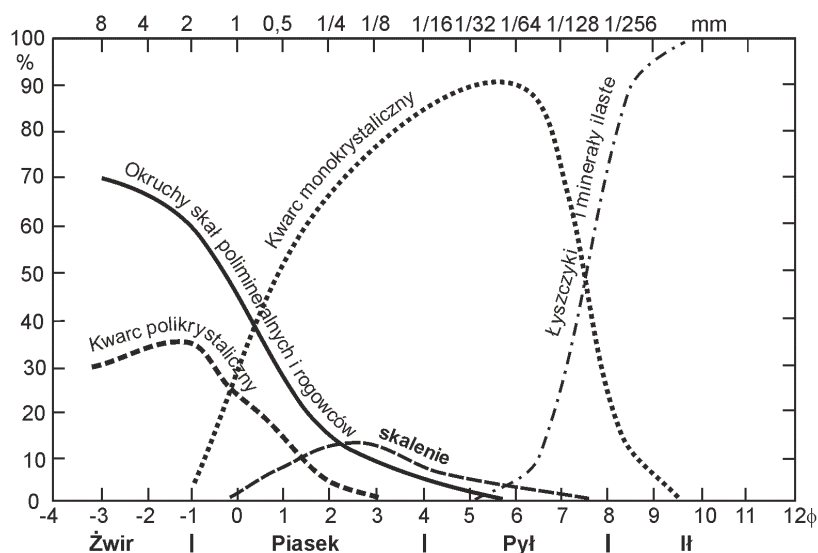
- **natura mineralogiczna, petrograficzna,**
- **wielkość i morfologia,**
- **budowa wewnętrzna.**

Składniki wyróżniane ze względu na ich naturę mineralogiczną, petrograficzną to **składniki petrograficzne**. Składniki wyróżniane ze względu na ich wielkość, morfologię i budowę wewnętrzną to **składniki teksturowe**.

### Natura mineralogiczna składników ziarnistych

Składniki suprapresedymentacyjne (natura zależna od wielkości składnika; Ryc. 7):

- okruchy skał (głównie większe od 1 cm),
- okruchy minerałów (głównie odpornych na wietrzenie; głównie kwarc, rzadziej skalenie, muskowit i serycyt, podrzędnie inne minerały, m.in. „minerały ciężkie”).



Ryc. 7. Wielkość ziarna a skład mineralny osadu

Skała zbudowana w przewadze ze składników odpornych na wietrzenie nazywa się **skałą dojrzałą petrograficznie** (np. piaskowiec kwarcowy).

Składniki subpresedymentacyjne (bioklasty, szkielety organizmów, złożone elementy biogeniczne i niebiogeniczne, wulkanoklasty, intraklasty, ziarna minerałów przytransportowane do miejsca depozycji):

- najczęściej kalcytowe (wapienne) i z minerałów ilastych,
- rzadziej krzemionkowe (głównie biogeniczne), glinokrzemianowe (wulkanoklasty), uwęglone szczątki roślin, zbituminizowane szczątki organizmów, ziarna minerałów ewaporatowych.

### **WIELKOŚĆ SKŁADNIKÓW ZIARNISTYCH I SPOSOBY JEJ POMIARU**

(zależnie od wielkości ziaren i zwięzłości skały)

Jednostki opisu wielkości ziaren:

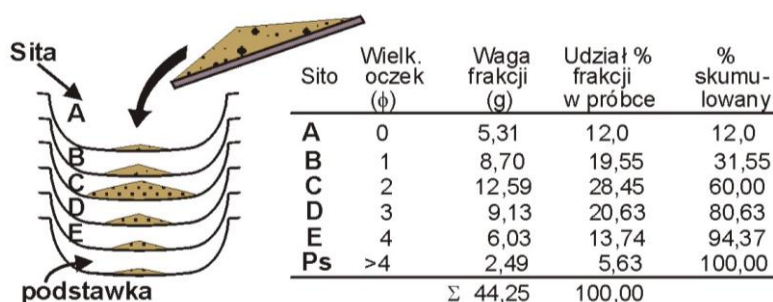
- **metryczne** (mm)
- **skała  $\phi$**   $\phi = -\log_2 D$   $D =$  wielkość ziarna w mm

Nazwy składników ziarnistych zależnie od wielkości i stopnia obtoczenia (dotyczy głównie składników okrucowych silikoklastycznych i innych o niejasnym pochodzeniu):

- $\phi < 2,0$  mm **ziarno**,
- $\phi 2,0 - 4,0$  mm **granula**,
- $\phi 4,0 - 256,0$  mm **okruc** – jeśli nieobtoczony  
**otoczak** – jeśli obtoczony (większe = kanciaste odłamki skalne)
- $\phi > 256,0$  mm **blok** – jeśli nieobtoczony  
**głaz** – jeśli obtoczony.

Sposoby pomiaru wielkości ziaren (zależnie od wielkości ziaren i zwięzłości skały):

- pomiar bezpośredni wybranego wymiaru ziarna (najczęściej wymiaru pośredniego; żwiry),
- pomiar wymiaru pośredniego (przesiewanie na sitach; piaski, pyły, muły; Ryc. 8),
- pomiar największego wymiaru w przekroju ziarna (naszlify, płytki cienkie; skały zwięzłe);
- pomiar "średnicy sedimentacyjnej" (iły, pyły, muły niezlityfikowane);
  - metody sedimentacyjne: pipetowa, areometryczna, kolumn sedimentacyjnych, dekantacji,
  - metody szlamowania: grawitacyjne, odśrodkowe, wywiewanie.

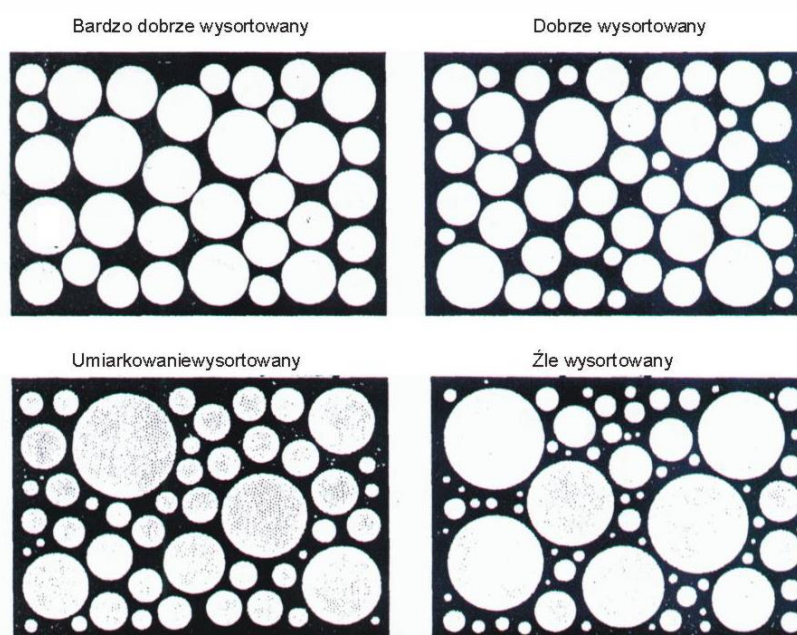


Ryc. 8. Zasadnicze kroki sitowej analizy granulometrycznej

## SPOSOBY OPISU ZRÓŻNICOWANIA WIELKOŚCI ZIAREN

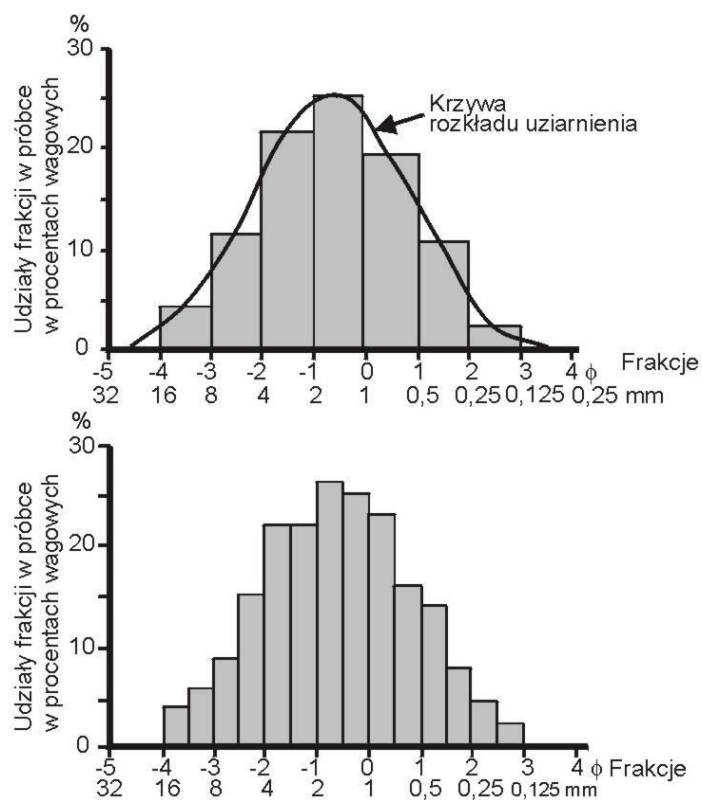
(sposoby opisu rozkładu uziarnienia)

1. Opis na podstawie oceny wizualnej (Ryc. 9).
2. Opis na podstawie histogramu, krzywej kumulacyjnej, krzywej rozkładu uziarnienia (Ryc. 10–15).
3. Opis metodami statystycznymi: określanie *przeciętnej wielkości średnicy, mediany, odchylenia standardowego, współczynnika skośności i spłaszczenia rozkładu uziarnienia*, przez porównanie udziałów wybranych frakcji opisywanych percentylami odczytanymi z krzywej kumulacyjnej - **metoda graficzna** (Tab. I), lub porównanie udziałów wszystkich frakcji - **metoda momentów** (Tab. II).

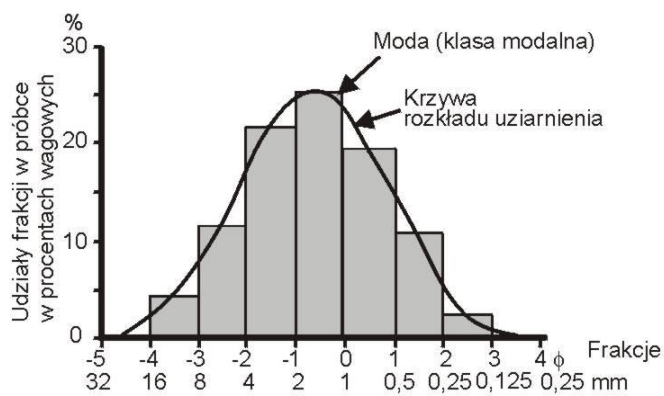


Ryc. 9. Wzorec do wizualnej oceny stopnia wysortowania osadu (według Anstey et al. 1974)

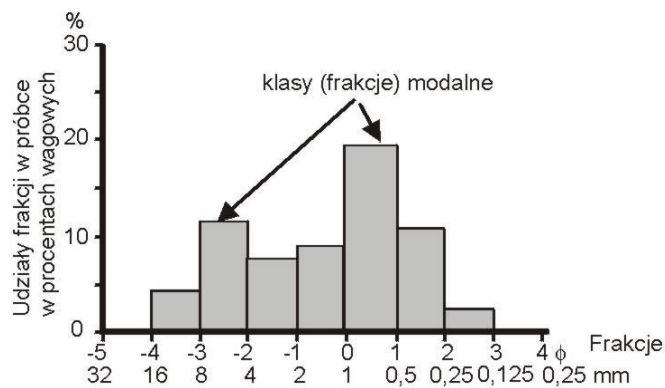




**Ryc. 10.** Histogram i krzywa rozkładu uziarnienia

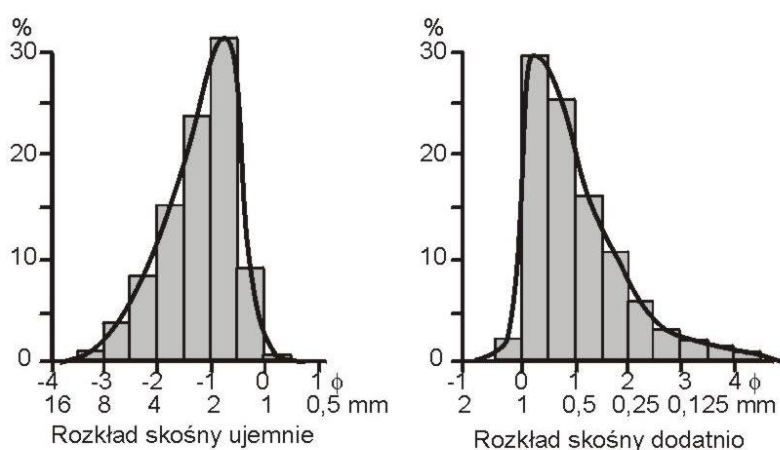


**Ryc. 11.** Unimodalny rozkład uziarnienia

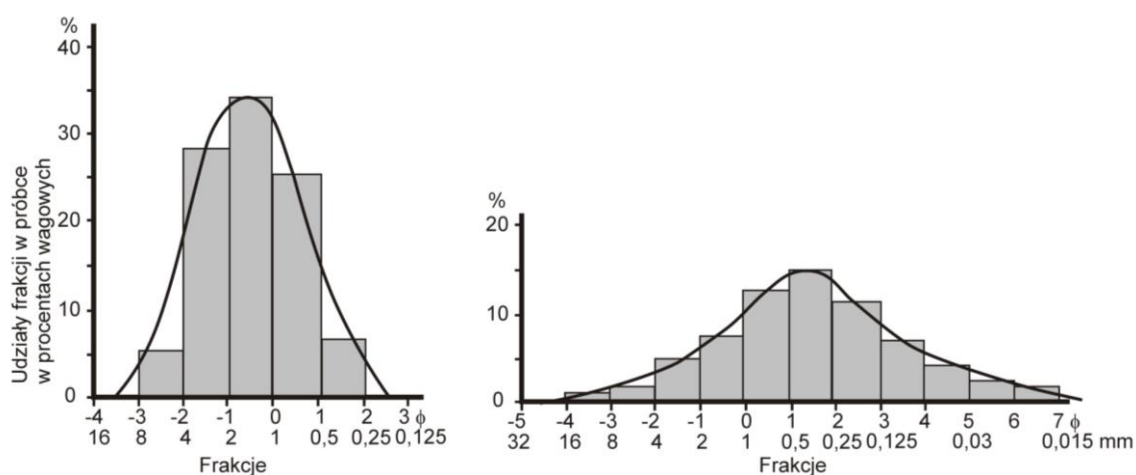


**Ryc. 12.** Bimodalny rozkład uziarnienia

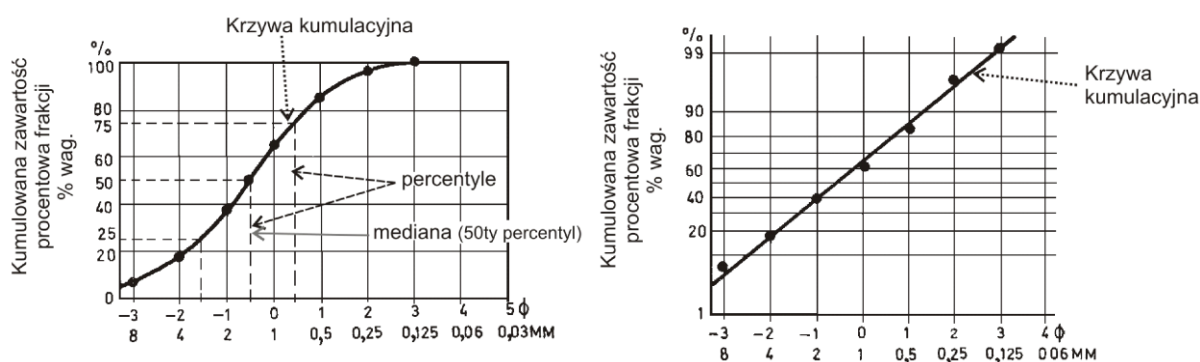




Ryc. 13. Asymetria rozkładów uziarnienia



Ryc. 14. S płaszczenie (kurtoza) rozkładów uziarnienia (rozkład wydłużony po lewej, rozkład spłaszczony po prawej)



Ryc. 15. Krzywe kumulacyjne rozkładu uziarnienia na siatce ze arytmetyczną skalą kumulowanej zawartości frakcji (diagram lewy) i siatce ze skalą prawdopodobieństwa (według Gradziński *et al.* 1986)

Krzywą kumulacyjną można wykreślać na siatce z arytmetyczną skalą kumulowanej zawartości frakcji lub na siatce gdzie skala kumulowanej zawartości frakcji jest skalą prawdopodobieństwa (Ryc. 15). Na siatce z arytmetyczną skalą prawdopodobieństwa otrzymujemy krzywą kumulacyjną o kształcie litery „S”, zaś na siatce ze skalą prawdopodobieństwa krzywa kumulacyjna będzie linią prostą lub łamaną. Zaleca się korzystanie z krzywej wykreślanej na siatce ze skalą prawdopodobieństwa.

Tab. I. Wzory do obliczania parametrów rozkładu wielkości ziarna metodą graficzną według Folk i Ward (1957, z: Gradziński *et al.*, 1986). Parametry są wyznaczone na podstawie wartości percentyli odczytanych z krzywej kumulacyjnej rozkładu wielkości ziarna.

Parametr	Wzór
Graficzna przeciętna („średnia”) średnica	$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$
Graficzne standardowe odchylenie	$\sigma_I = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6}$
Graficzna skośność	$Sk_I = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$
Graficzne spłaszczenie	$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$

Tab. II. Wzory do obliczania parametrów rozkładu wielkości ziarna metodą momentów (z: Gradziński *et al.*, 1986)

Parametr	Wzór
Średnia średnica (moment rzędu pierwszego)	$\bar{x}_\phi = \sum_{i=1}^n f_i m_i \phi$
Standardowe odchylenie (moment rzędu drugiego)	$\sigma_\phi = \sqrt{\sum_{i=1}^n f_i (m_i \phi - \bar{x}_\phi)^2}$
Skośność (moment rzędu trzeciego)	$Sk_\phi = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_i \phi - \bar{x}_\phi)^3}{\sigma_\phi^3}$
Spłaszczenie (moment rzędu czwartego)	$K_\phi = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_i \phi - \bar{x}_\phi)^4}{\sigma_\phi^4}$

$n$  — ilość klas wielkości  
 $f_i$  — frakcja próbki w klasie wielkości  
 $m_i \phi$  — środek klasy wielkości w jednostkach  $\phi$

Metoda momentów uwzględnia wszystkie klasy rozkładu (frakcje), a nie tylko wybrane percentyle - jak ma to miejsce w metodzie graficznej. Głównym mankamentem metody momentów jest znaczne zniekształcanie wartości parametrów uziarnienia, rosnące ku parametrom wyższego rzędu, w przypadku gdy skrajne klasy zawierają więcej niż 1 % ziaren, co jest prawie regułą przy analizie sitowej.

Parametry uziarnienia obliczone dzięki analizie płytek cienkich różnią się od obliczonych z analizy sitowej. Ich relacje opisują równania określone przez Harrella i Ericksona (1979).

Stopnie wysortowania materiału klastycznego wg wartości odchylenia standardowego:

<0,35	bardzo dobrze wysortowany
0,35 – 0,50	dobrze wysortowany
0,50 – 0,71	umiarkowanie dobrze wysortowany
0,71 – 1,0	umiarkowanie wysortowany

1,0 – 2,0	źle wysortowany
2,0 – 4,0	bardzo źle wysortowany
>4,0	nadzwyczaj źle wysortowany

Stopnie skośności rozkładu uziarnienia wg wartości współczynnika skośności (Ryc. 13):

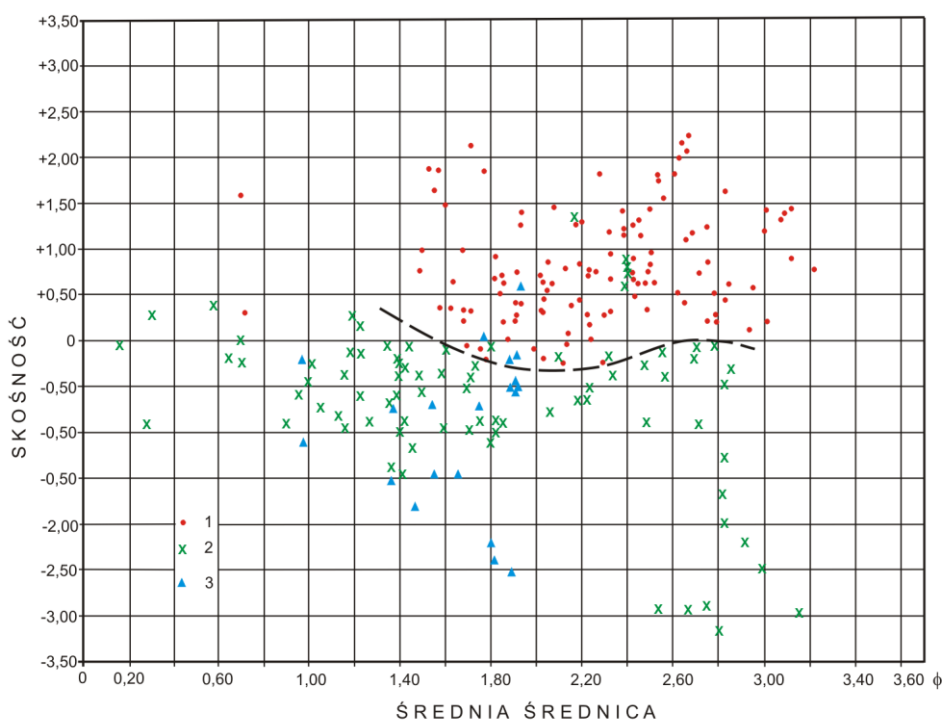
0,3 – 1,0	mocno dodatnio skośny,
0,3 – 0,1	lekkio dodatnio skośny,
+0,1 – -0,1	symetryczny,
-0,1 – -0,3	lekkio ujemnie skośny,
-0,3 – -1,0	mocno ujemnie skośny.

## PRZYCZYNY ZRÓŻNICOWANIA ROZKŁADU UZIARNIENIA MATERIAŁU OSADOWEGO

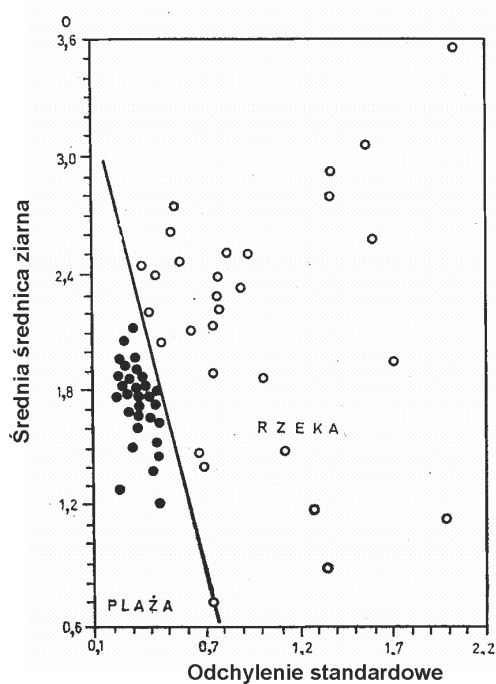
- Sposób formowania materiału** (np. rodzaj i sposób wietrzenia skały macierzystej - w przypadku litoklastów; sposób i warunki wzrostu - w przypadku ooidów, peloidów, onkoidów itp.),
- Historia przeddepozycyjna** (sposób i intensywność obróbki ziarna):
  - długość transportu,
  - intensywność transportu,
  - intensywność obróbki biologicznej/chemicznej.

Rozkład uziarnienia materiału klastycznego wykazuje zróżnicowanie zależnie od warunków (procesów) sedymentacji, a tym samym od środowiska sedymentacji (Ryc. 16 – 18).

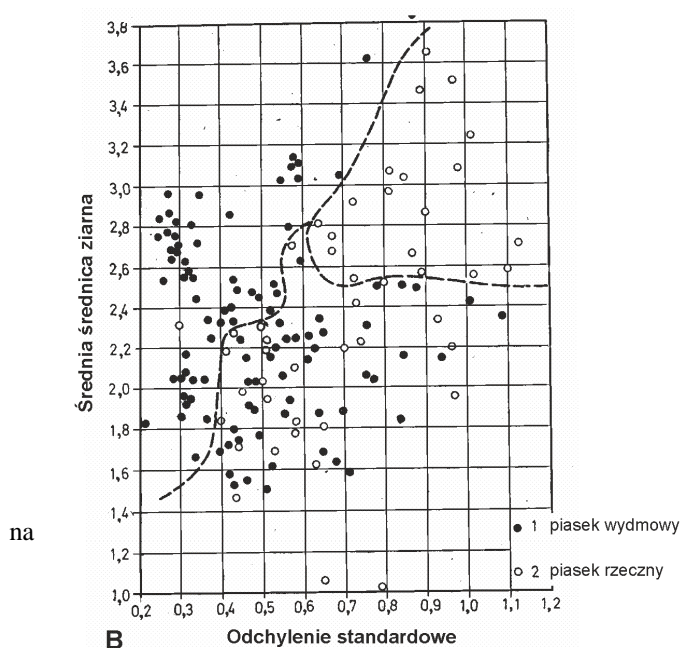
Osady różnych środowisk cechują się różnymi parametrami uziarnienia (np. średnią średnicą względem odchylenia standardowego, średnią średnicą względem skośności).



**Ryc. 16.** Zależności między skośnością a średnią średnicą ziarna piasku wydmowego i plażowego (według Friedman, 1961). 1 — piasek wydmowy, 2 — piasek z plaży na wybrzeżu oceanu, 3 — piasek z plaży na wybrzeżu jeziora



**Ryc. 17.** Zależność między standardowym odchyleniem a średnicą ziarna dla piasków plażowych i rzecznych (według Moiola & Weiser 1968)



**Ryc. 18.** Zależność między standardowym odchyleniem a średnicą ziarna dla piasków wydymowych i rzecznych (według Friedman 1961)

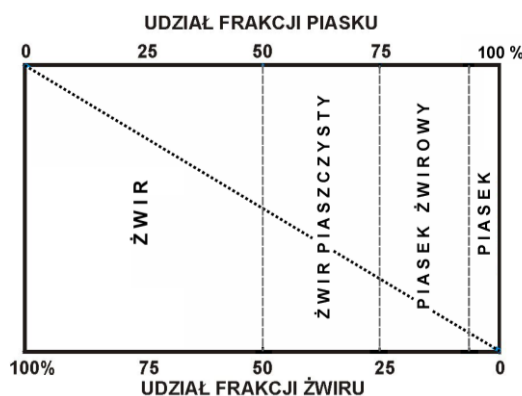
## TEKSTUROWE KLASYFIKACJE SKAŁ OKRUCHOWYCH I WĘGLANÓW

Tab. III. Rodzaje ziarnistego materiału osadowego ze względu na wielkość składników (frakcje)

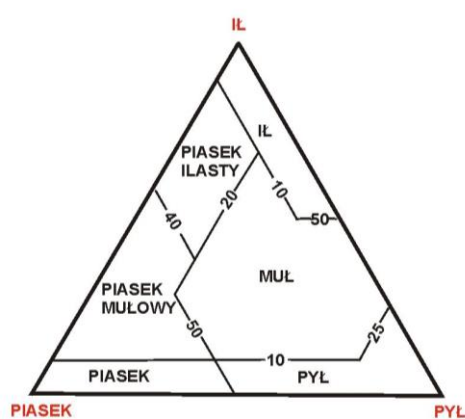
Nazwy materiału (frakcji)			Wielkości ziaren	
Nazwy polskie	Nazwy z greki	Nazwy z łaciny	mm	$\phi$
<b>Żwir</b> ( <i>żwirowa</i> )	Psefity ( <i>psefitowa</i> )	Rudyty ( <i>rudytowa</i> )	<2	<1
<b>Piasek</b> ( <i>piaskowa</i> )	Psamity ( <i>psamitowa</i> )	Arenity ( <i>arenitowa</i> )	2 – 0,063	-1 – +4
<b>Pył</b> ( <i>pyłowa</i> )	Aleuryty ( <i>aleurytowa</i> )	Lutyty ( <i>lutytowa</i> )	0,063 – 0,0039	+4 – +8
<b>Il</b> ( <i>ilowa</i> )	Pelity ( <i>pelitowa</i> )	Pelity ( <i>pelitowa</i> )	>0,0039	<+8

Frakcja żwirowa, piaskowa i pyłowa podział na: *bardzo drobna*, *drobna*, *średnia*, *gruba* i *bardzo gruba* (we frakcji piaskowej i pyłowej podział co  $1\phi$ ).

Skład granulometryczny osadów okruchowych jest podstawą ich podziału petrograficznego (Ryc. 19, 20).



Ryc. 19. Nazwy osadów złożonych z materiału piaszczystego i żwirowego



Ryc. 20. Nazwy osadów złożonych z materiału piaszczystego, pyłowego i ilowego (według: Shepard 1954)

Skały okruchowe są klasyfikowane zależnie od ich składu granulometrycznego oraz mineralnego. Skały zdominowane materiałem okruchowym skał magmowych i metamorficznych oraz okrucami krzemianów i glinokrzemianów nazywane są ogólnie **skałami silikoklastycznymi**, zaś skały zdominowane materiałem okruchowym węglanowym nazywane są ogólnie, zależnie od dominującego minerału **wapieniami** lub **dolomitami detrytycznymi**, albo niezależnie od rodzaju minerału węglanowego **skałami kalciklastycznymi**. Utwory zbudowane z okruców skalnych, niezłityfikowane, nazywa się **rumoszem** (gruzem).

#### Podział uszczegółowiony skał silikoklastycznych zwięzłych i spoistych

Odmiany zwięzłe i spoiste zbudowane w 'przewadze' z materiału frakcji piaszkowej, pyłowej lub ilowej nazywane są odpowiednio: **piaskowcami**, **pyłowcami**, **ilowcami**. Osady spoiste i zwięzłe zbudowane z materiału frakcji ilowej w udziale 10-70%, frakcji pyłowej – 20-75 % i frakcji piaszkowej w udziale poniżej 50 % nazywane są **mułowcami**. Spoiste i zwięzłe osady mułowe i ilaste, szczególnie te, które wykazują tendencję do rozpadu na cienkie płytki nazywane są **łupkami**, odpowiednio do materiału: mułowymi lub ilowymi. Zwięzłe osady zbudowane z materiału frakcji żwirowej nazywa się **zlepieńcami**. Zlepieńce, w których składniki stanowiące szkielet skały stykają się ze sobą nazywane są **ortozlepieńcami**, zaś te, w których składniki szkieletowe są rozproszone w masie drobnoziarnistej nazywa się **żwirowcami**, albo **parazlepieńcami (diamiktytami)**.

W przypadku osadów zwięzłych zbudowanych w przewodzie z okruczego materiału węglanowego stosuje się różne klasyfikacje podkreślające tak rozmiary jak i pochodzenie składników (np. bioklasty, ooidy, onkoidy) oraz proporcje udziału składników drobnych stanowiących masę wypełniającą do składników większych stanowiących szkielet skał. Klasyfikacje te obejmują również skały zbudowane w przewodzie z materiału wiązane na dnie przez i jako szkielety organizmów osiadłych, a także z materiału uformowanego przez wytrącenie z roztworu w miejscu formowania się skały. Najpowszechniej stosowana jest klasyfikacja zaproponowana przez Dunhama (1962; Tab. IV) z modyfikacją Embry'ego i Clovana (1971) wyodrębniającą jako osobne kategorie skały z materiałem ziarnistym grubszym od 3 mm (Tab IV). Klasyfikacja taka jest stosowana również w odniesieniu do dolomitów.

Tab. IV. Klasyfikacja skał wapiennych według Dunhama (1962) z modyfikacją Embry'ego i Clovana (1971) w odniesieniu do składników ziarnistych

Tekstura depozycyjna rozpoznawalna							Tekstura depozycyjna nierozpoznawalna
Składniki pierwotne nie powiązane podczas depozycji (składniki ziarniste)				ponad 10 % składników większych niż 2 mm		Składniki pierwotne powiązane ze sobą podczas formowania skały (sedymetogenezy), na co wskazują przerosty szkieletów organizmów, laminacja wbrew grawitacji, struktury geopetalne	
ponad 90 % składników mniejszych niż 2 mm		Bez mułu, o szkielecie zawartym		Składniki ziarniste większe niż 2 mm stykają się ze sobą	Składniki ziarniste większe niż 2 mm nie stykają się ze sobą		Wapień krystaliczny
Zawiera muł (węglan ilasto-pyłowy)		O szkielecie rozproszonym	O szkielecie zwartym				
Ziarna < 10%	Ziarna > 10%						
Mudston	Wakston	Pakston	Grainston	Rudston	Floatston	Boundston	

## PARAMETRY MORFOLOGICZNE SKŁADNIKÓW ZIARNISTYCH (kształt, kulistość, stopień obtoczenia, potoczystość, rzeźba powierzchni)

### Kształt

Stosunek wymiaru najdłuższego (**a**) do pośredniego (**b**) i najkrótszego (**c**).

Rodzaje kształtu:

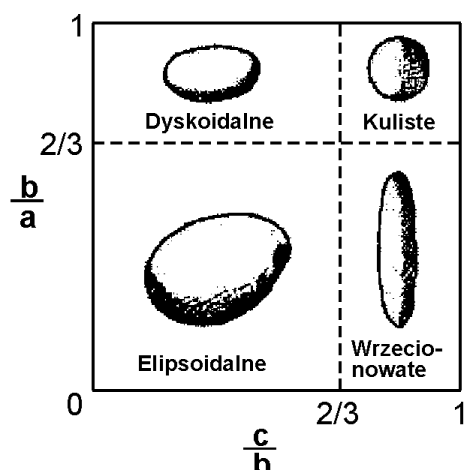
- **dyskowaty** ( $a \sim b$ ,  $a, b \gg c$ ),
- **wrzecionowaty** ( $b \sim c$ ,  $a \gg b, c$ ),
- **elipsoidalny** ( $a > b > c$ ),
- **kulisty** ( $a \sim b \sim c$ ).

Kształt składnika ziarnistego zależy od:

- **pochodzenia składnika** (kształtu inicjalnego, twardości, kruchości, ścieralności),
- **historii** (sposobu, warunków i długości transportu),
- **budowy wewnętrznej i wielkości** (łupliwości, stopnia spękania).

Sposób oceny kształtu:

- wizualnie,
- w oparciu o diagram Zingga (Ryc. 21).



Ryc. 21. Klasyfikacja otoczków na podstawie stosunków długości w trzech kierunkach (według Zingg 1935)

Znaczenie sedymentologiczne kształtu ziarna:

- wpływ na sposób transportu,
- wpływ na sposób i szybkość opadania (sortowanie).

**współczynnik spłaszczenia otoczków (Wsp)**

$$\text{Wsp} = a + b/2c$$

W osadach plażowych: Wsp = >2,1.

#### Kulistość

Stosunek powierzchni kuli o objętości ziarna do jego powierzchni rzeczywistej (Wadell 1932, 1935). Określa się zazwyczaj przez wizualne porównanie z wzorcem.

#### Obtoczenie

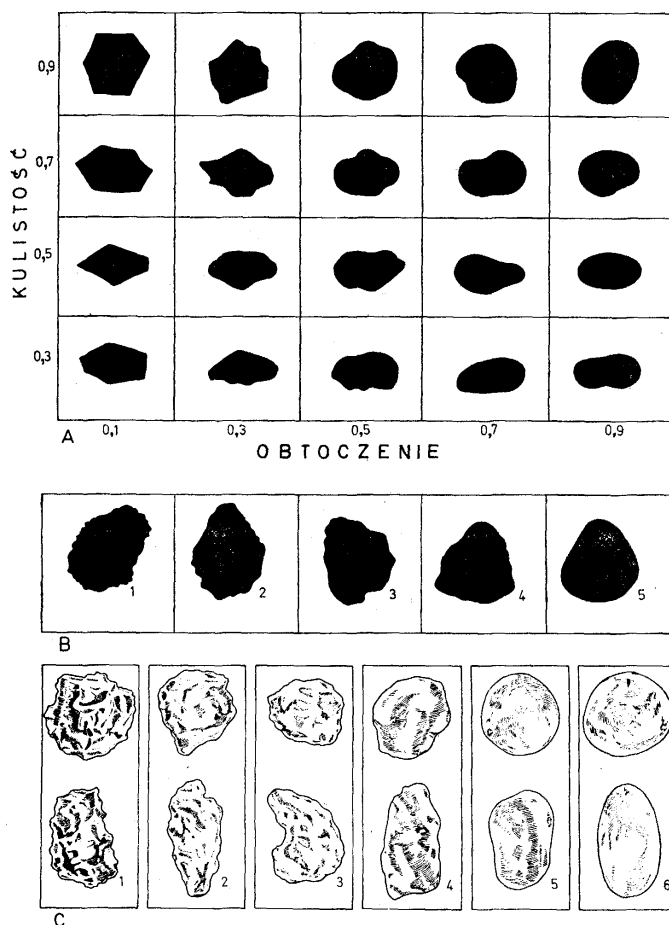
Miara wygładzenia powierzchni ziarna. Określa się zazwyczaj poprzez wizualne porównanie z wzorcem, najczęściej na podstawie wzorca Powersa (Tab. V; Ryc. 22).

Tab. V. Skala stopnia obtoczenia (według Powers 1953, z Gradziński *et al.* 1986)

Klasa ziarn	Przedział stopnia obtoczenia	Środek przedziału
0—1 bardzo ostrokrawędziste	0,12—0,17	0,150
1—2 ostrokrawędziste	0,17—0,25	0,210
2—3 półostrokrawędziste	0,25—0,35	0,300
3—4 półobtroczone	0,35—0,49	0,420
4—5 obtroczone	0,49—0,70	0,595
5—6 dobrze obtroczone	0,70—1,00	0,850

Obtoczenie zależy od:

- wielkości ziarna,
- budowy wewnętrznej ziarna (podatności na ścieranie, kruszenie),
- warunków i czasu trwania abrazji.



**Ryc. 22.** Wzorce do wizualnego określenia stopnia obtoczenia z Gradziński *et al.* 1986. **A** — wzorzec według Krumbeina i Slossa (1963): wyróżnione cztery klasy kulistości i pięć klas obtoczenia; podane wartości liczbowe kulistości i obtoczenia; **B** — wzorzec według Petijohna (1975): klasy stopnia obtoczenia nierównej szerokości; szerokość klasy rośnie ze wzrostem stopnia obtoczenia ziarna; ziarna: 1 — ostrokrawędziste, 2 — półostrokrawędziste, 3 — półobtoczony, 4 — obtoczony, 5 — dobrze obtoczony; **C** — wzorzec według Powersa (1953): klasy stopnia obtoczenia nierównej szerokości; górny rząd: ziarna o kształcie kulistym, dolny rząd — ziarna wydłużone; ziarna: 1 — bardzo ostrokrawędziste, 2 — ostrokrawędziste, 3 — półostrokrawędziste, 4 — półobtoczony, 5 — obtoczony, 6 — dobrze obtoczony.

### Potoczystość

Zdolność ziaren do staczania się po nachylonej powierzchni. Wyraz kształtu i stopnia obtoczenia ziarna. Określa się specjalnymi przyrządami (np. graniformometr psychaczowy Krygowskiego). Wpływa na podatność ziarna na transport i sortowanie.

### Rzeźba powierzchni ziarna

Powierzchnia ziaren jest kształtowana przez ich budowę wewnętrzną oraz oddziaływujące na ziarno czynniki fizyczne, chemiczne i biotyczne. Rzeźba powierzchni ziaren jest zapisem warunków w jakich ziarna przebywały, szczególnie tych, w których przebywały najdłużej oraz tych o najsilniejszym oddziaływaniu (wysoka dynamika fizyczna, agresywny chemizm środowiska).

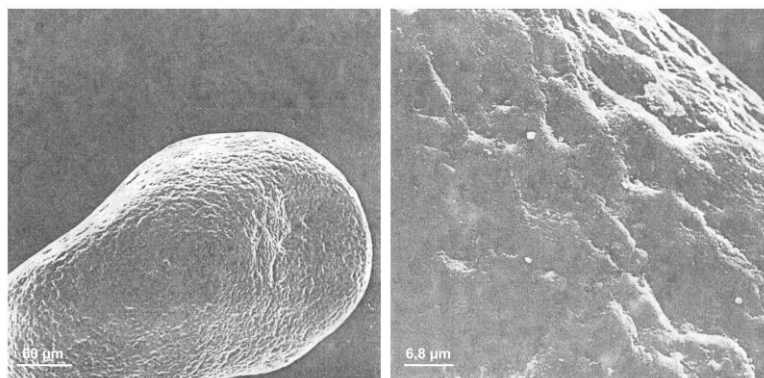
Zróznicowanie rzeźby zostało rozpoznane najlepiej na powierzchniach ziaren kwarcu.

Cechy wyróżniane na powierzchniach ziaren kwarcu:

- cechy pierwotne wyniesione z miejsca krystalizacji – charakterystyczne dla ziaren świeżo wyodrębnionych ze skały macierzystej,
- cechy pochodne sposobu pęknięcia ziaren (wyłomy muszlowe, powierzchnie łupliwości; Ryc. 23, 25), szczególnie charakterystyczne dla obróbki ziaren w lodowcu,

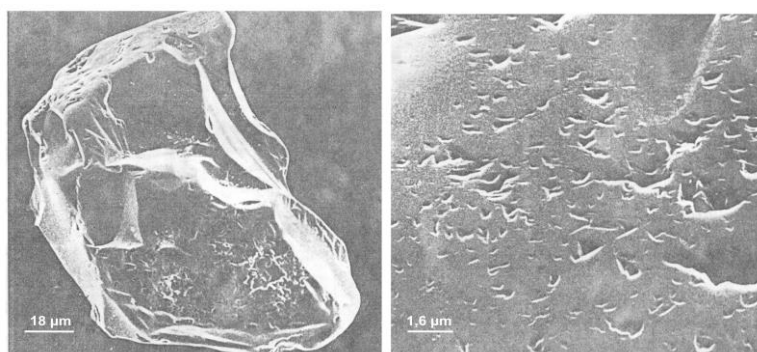


- cechy pochodne sposobu obróbki ziaren, sposobu transportu (wyłomy V-kształtne, bruzdy, pochylone płytki łupliwości; Ryc. 24, 26, 27) – obróbka przez wodę i eoliczna,
- cechy produkowane przez wytrącanie krzemionki na powierzchni ziaren (np. pochylone płytki, powłoki precypitacyjne, narosty kryształów) - środowiska o niskim pH wód,
- cechy produkowane przez rozkład i trawienie powierzchni ziaren (np. zagłębienia V-kształtne, wżery, złuszczenia; Ryc. 28), obróbka w środowiskach o wysokim pH wód.



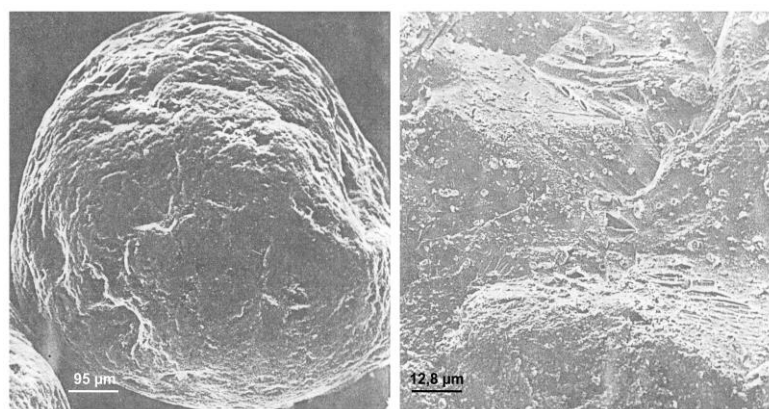
**Ryc. 23.** Ziarno zaokrąglone, pokryte pochylonymi płytkami. Współczesny piasek wydmowy; Sahara (z Krinsely & Doornkamp 1973)

**Ryc. 24.** Struktury z rozpuszczania i pochylone płytki. Fragment powierzchni ziarna z ryciny obok (z Krinsely & Doornkamp 1973).



**Ryc. 25** Nieregularne zarysy, ślady rozpuszczania i wytrącania krzemionki. Ziarno transportowane w lodowcu i przez wodę (z Krinsely & Doornkamp 1973)

**Ryc. 26.** Bruzdy i V-kształtne wyłomy produkowane przy transporcie ziarna przez wodę. Szelf, Argentyna, plejstocen (z Krinsely & Doornkamp 1973)

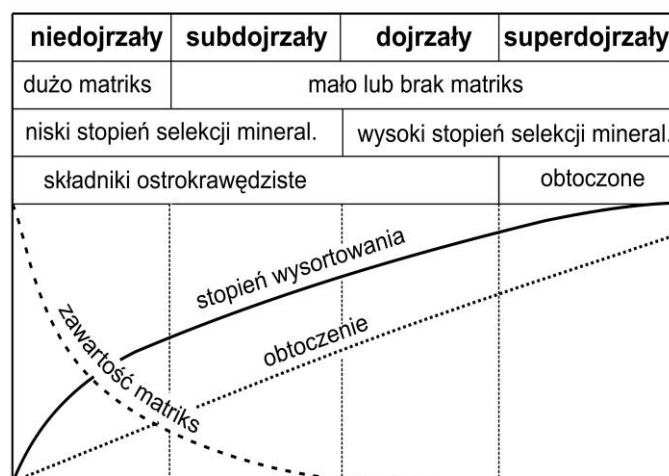


**Ryc. 27.** Ziarno zaokrąglone, pokryte pochylonymi płytkami i dużymi zagłębieniami V-kształtnymi. Ziarno transportowane przez wiatr. Sahara, Plejstocen (z Krinsely & Doornkamp 1973)

**Ryc. 28.** Struktury rozkładu powierzchni ziarna nałożone na wyłomy muszlowe. Osady współczesne, Uganda (z Krinsely & Doornkamp 1973)

## STOPIEŃ DOJRZAŁOŚCI OSADU OKRUCHOWEGO

Budowa skały okruchowej, osadu okruchowego, wyrażana zawartością składników okruchowych (ziarnistych) klasyfikowanych pod względem odporności na wietrzenie, stopniem ich wysortowania pod względem wielkości (zawartością matriks) oraz stopniem obtoczenia są podstawą oceny stopnia dojrzałości takiej skały/osadu (Ryc. 29).



Ryc. 29. Stopień dojrzałości materiału osadowego (osadu) wg Folka (1979)

Ze względu na proporcje udziału w osadzie składników stanowiących jego szkielet i tych, które stanowią jego masę wypełniającą (matriks) osady dzieli się na:

- **osady o zwartym szkielecie ziarnowym** (kiedy składniki stanowiące szkielet stykają się ze sobą),
- **osady o rozproszonym szkielecie ziarnowym** (kiedy składniki stanowiące szkielet występują rozproszone w osadzie, z dala od siebie).

Skała zbudowana w przewadze ze składników odpornych na wietrzenie nazywa się skałą dojrzałą petrograficznie (np. piaskowiec kwarcowy).

### SUBPRESEDYMENTACYJNE, ZIARNISTE SKŁADNIKI SKAŁ OSADOWYCH: ZRÓŻNICOWANIE POD WZGLĘDEM POCHODZENIA I FORM

Są to składniki o różnej genezie, różnorodne pod względem wielkości, kształtu i budowy wewnętrznej, zależnie od pochodzenia i historii przeddepozycyjnej.

#### Rodzaje:

- szkielety i fragmenty szkieletów organizmów,
- szczątki organizmów (uwęglone, zmineralizowane),
- ziarna o genezie złożonej (organogeniczne i nieorganiczne),
- nieorganiczne ziarna mineralne,
- ziarniste elementy wulkanogeniczne.

Są to nośniki informacji o synsedymencyjnych warunkach w basenie sedymentacyjnym lub w jego otoczeniu. Dla interpretacji tych warunków konieczne jest określenie pochodzenia składników subpresedymentacyjnych względem miejsca osadzenia osadu.

Ziarniste składniki subpresedymentacyjne wykazują zróżnicowanie pod względem wielkości, kształtu i budowy wewnętrznej zależnie od pochodzenia i historii przeddepozycyjnej.

### Mineralogiczne zróżnicowanie szkieletów i okruchów szkieletów (skamieniałości rzeczywistych):

- z CaCO<sub>3</sub>,
- z SiO<sub>2</sub>,
- inne.

Udział w skale osadowej szkieletów i okruchów szkieletów organizmów zależy od:

- liczebności producentów,
- stosunku ilościowego materiału szkieletowego do innego,
- tempa rozpuszczania materiału szkieletowego (szczególnie rozpuszczania CaCO<sub>3</sub>).

### **Szkielety i okruchy szkieletów z CaCO<sub>3</sub>** (kalcytowe, aragonitowe, mieszane)

#### Cechy podstawowe:

- rozmiary zasadniczo poniżej kilku cm,
- główna produkcja na rafach.

We frakcji rudytowej i arenitowej występują szkielety i okruchy szkieletów makroorganizmów, głównie zwierzęcych, podrzędnie glonów kalcyfikujących, zaś we frakcji lutytowej i pelitowej (pierwotny muł wapienny) występują szkielety i fragmenty szkieletów mikro- i nanoorganizmów (otwornice, nannoplankton wapienny) oraz fragmenty makroorganizmów.

#### Geneza detrytusu frakcji lutytowej i pelitowej:

1. Rozpad szkieletów na skutek rozkładu materiału wiążącego,
2. Rozdrabnianie szkieletów przez inne organizmy,
3. Rozdrabnianie szkieletów przez wodę (mechaniczne).

Ad. 1. Dotyczy szkieletów zielenic rodziny *Codiaceae*: szkielet z kryształków aragonitu  $\varnothing < 15 \mu\text{m}$ , powiązanych materiałem organicznym, uwalnianych po obumarciu organizmu. Współczesna produkcja mułu wapiennego przez rodzaj *Penicillus* – do 25g/m<sup>2</sup>; inni producenci: *Udotea*, *Acetabularia*, *Ripocephalus*; *Codiaceae* znane są od ordowiku.

Ad. 2. Działalność drapieżnych ryb, gąbek, krabów, małżów, ślimaków. Jednym z ważniejszych producentów mułu wapiennego na rafach jest gąbka *Cliona*.

### **Szkielety i okruchy szkieletów z SiO<sub>2</sub>**

Producenci: okrzemki, promienice, gąbki, niektóre wiciowce; produkcja głównie w morzach. Materiał o niewielkim znaczeniu w tworzeniu osadów. Maksymalny udział – do 40% objętości osadu.

#### Udział w osadzie zależy od:

- intensywności rozwoju producentów,
- stosunku ilościowego materiału z SiO<sub>2</sub> do innego deponowanego materiału,
- tempa rozpuszczania szkieletów.

Największe nagromadzenie na obszarach o niewielkiej dostawie innego materiału – w głębiach oceanicznych, na obszarach o wysokiej produktywności, poniżej CCD (w środowiskach pelagicznych).

### **Szkielety i okruchy szkieletów z niewęglanowych i niekrzemionkowych**

Są to głównie szkielety chitynowe i fosforanowe. Mają niewielkie znaczenie osadotwórcze.

### Szczałki miękkich części organizmów uwęglone i zmineralizowane (szczątki materii organicznej)

Cechy główne:

- głównie elementy uwęglone, rzadziej skalcyfikowane, zsylikowane, spirytywane i in.,
- niewielka część zmumifikowana,
- większość daleko rozdrobniona,
- występują w skałach w różnym nagromadzeniu (największe nagromadzenia: węgiel i torf).

### Ziarniste elementy złożone (różne składniki o złożonej genezie)

Rodzaje:

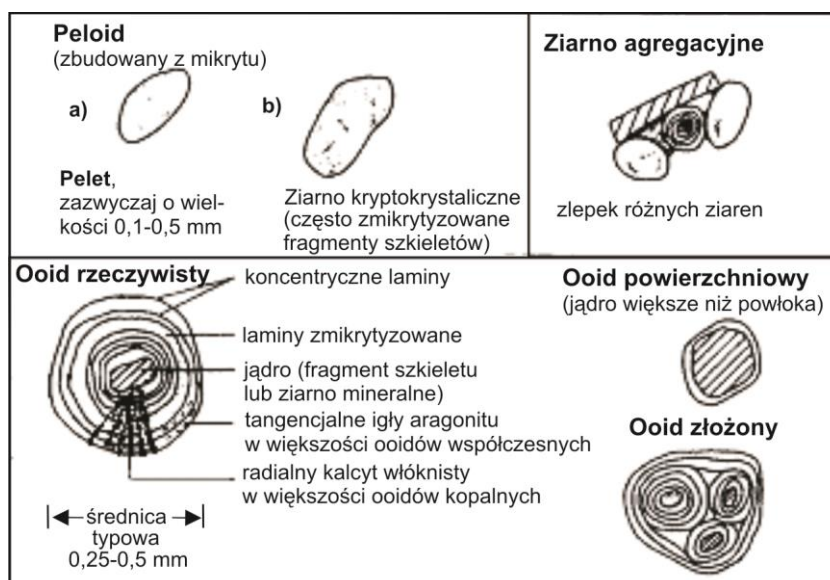
- peloidy,
- ziarna agregacyjne,
- ziarna obleczone,
- litoklasty.

Trzy pierwsze to głównie elementy wapienne, rzadziej z tlenków i wodorotlenków Fe, gipsowe, halitowe, fosforanowe i inne.

**Peloidy** – są to elementy ziarniste zbudowane z mikro- lub kryptokrystalicznej substancji mineralnej, najczęściej wapiennej (Ryc. 30).

Wśród peloidów wapiennych wyróżnia się:

- grudki fekalne,
- grudki mułowe,
- ziarna krypto-krystaliczne.



**Ryc. 30.** Podstawowe cechy budowy zewnętrznej i wewnętrznej peloidu, ziarna agregacyjnego i ooidu. (autor nieznan)

**Ziarna agregacyjne** – są to elementy ziarniste o złożonej budowie, m.in. zlepki peloidów nazywane grudkami groniastymi (Ryc. 30).

**Ziarna obleczone** – elementy ziarniste o warstwowej – koncentrycznej, nieraz promienistej budowie wnętrza i ziarnistym jądrem.

### Rodzaje ziaren obleczonych:

- ziarna z pojedynczymi obwódkami mikrytowymi,
- ooidy i pizoidy – rzeczywiste, powierzchniowe (zbudowane z lamin substancji mineralnej - głównie  $\text{CaCO}_3$  - otaczającej starsze ziarno stanowiące ich jądro; Ryc. 30),
- onkoidy (zbudowane z materiału nieroganogenicznego ułożonego przy udziale sinic wokół ziaren stanowiących ich jądro),
- motki glonowe (podobne do onkoidów, zawierają szczątki glonów),
- rodoidy (zbudowane ze szkieletów glonów koralinowych – plech otaczających wielowarstwowo wokół ziaren stanowiących ich jądro),

**Ooidy** są to ziarna kuliste, o budowie wewnętrznej koncentrycznej i koncentryczno-promienistej,  $\varnothing < 2$  mm, najczęściej aragonitowe (współczesne) lub kalcytowe (kopalne), rzadziej dolomitowe, z wodorotlenków Fe, inne. Ooidy węglanowe powstają w płytkomorskich środowiskach wysokiej energii przez wytrącanie  $\text{CaCO}_3$  na ziarnie zawiesiny, stanowiącym ich jądro. Wzrastają dopóty, dopóki ich wielkość pozwala na unoszenie w zawieszynie.

**Pizoidy** to kuliste ziarna o średnicy 2–10 mm, tak jak ooidy o budowie wewnętrznej koncentrycznie laminowanej, często niezbyt regularnie. Pizoidy powstają wskutek chemicznego wytrącania się minerałów (głównie kalcytu) na różnych ziarnach stanowiących ich jądra. Powstają przy gorących źródłach oraz w jaskiniach (**perły jaskiniowe**).

**Onkoidy** to kuliste lub nieregularne ziarna o wielkości kilku mm do 1 cm, rzadziej większe, o budowie laminarnej w przekroju, zbudowane z subtelných lamin materiału wiązane go przez sinice (tak jak w stromatolitach), ułożonych mniej lub bardziej koncentrycznie względem jądra.

**Motki glonowe** to gruzełkowe konstrukcje o koncentrycznie laminowanej budowie wewnętrznej, takiej jak onkoidy, zawierające sfosylizowane szczątki glonów.

**Rodoidy** (rodolity) to gruzły o nieregularnie koncentrycznie laminowanej budowie wewnętrznej, zbudowane z nałożonych na siebie, zwapniałych plech krasnorostów z rzędu *Corallinales*, z domieszką innych składników.

**Litoklasty** to okruchy osadów uformowanych nieco wcześniej niż utwór zawierający klast. Litoklasty pochodzące z tego samego basenu, w którym zostały osadzone nazywane są **intraklastami**, zaś te które pochodzą spoza tego basenu to **ekstraklasty**.

Intraklasty są zbudowane głównie z materiału drobnoziarnistego (ilastego, mułowego). Duże intraklasty nazywane są **porwakami**. Małe płaskie fragmenty osadu mułowego nazywane są **płatkami mułowymi**. Litoklasty synsedymencyjne o zaokrąglonych kształtach i strukturach deformacyjnych wewnątrz, wskazujące na uformowane z materiału plastycznego nazywane są **toczeńcami**. Toczence z powierzchnią wyłożoną materiałem grubszym (otoczakami) nazywane są **toczeńcami uzbrojonymi**.

**Nieorganiczne ziarna mineralne** – są to ziarna mono- i polikrystaliczne przytransportowane do miejsca występowania w skale osadowej, np. ziarna minerałów wytrąconych w słupie wody lub na dnie basenu, w innym miejscu niż to w którym zostały pogrzebane. Są to najczęściej ziarna redeponowanego glaukonitu, halitu, gipsu, minerałów ilastych, a także redeponowane konkrecje.

## Ziarniste składniki osadów produkowane przez wulkanizm

### Rodzaje:

- klasty juwenilne – fragmenty zastygłej lawy (składniki subpresedymantacyjne):
  - piroklasty – powstałe podczas erupcji (gł. eksplozywnych: okruchy pumeksu, szkliwa, fenokryształy);
- hydroklasty – powstałe podczas erupcji freatycznych (kontakt magmy z wodą: głównie zbite, spękane fragmenty szkliwa i fenokryształy);
- klasty antecedentne – fragmenty starszych skał komagmowych (z tego samego aparatu magmowego; składniki sub- i suprapresedymantac.);
- epiklasty – redeponowane fragmenty skał wulkanicznych.

### Podział wielkościowy składników wulkanogenicznych:

- > 64 mm – bloki (ostrokrawędziste), bomby (kształty wrzecionowate),
- 2 – 64 mm – lapille (zwykle – porowate; akrecyjne o budowie koncentrycznej - jak ooidy), skoria (ø do 10 cm), okruchy pumeksu, retikulitu, łyzy i włosy Pele,
- 2 – 0,063mm – ziarna grube popiołu wulkanicznego,
- <0,063 mm – ziarna drobne popiołu wulkanicznego.

## STRĄTOWE SKŁADNIKI SKAŁ OSADOWYCH

W skałach okruchowych są to składniki tworzące cement/spoiwo skały, podrzędnie pojedyncze ziarna mineralne utworzone w miejscu występowania w skale (np. glaukonit, konkretje *in situ*). W biolitytach są to składniki tworzące szkielet skały (szkielety organizmów osiadłych oraz materiał stanowiący cement skały). W skałach hydrogenicznych (ewaporatach, inkrustacjach) – zasadniczy materiał skałotwórczy.

### Zróżnicowanie mineralogiczne (zależnie od pochodzenia utworu):

#### Najczęściej:

- kalcyt, dolomit,
- krzemionka,
- minerały ilaste,
- minerały żelazowe (syderyt, getyt, hematyt, siarczki),
- gips i anhydryt.

Niezależnie od natury mineralogicznej, strątowe składniki osadów wykazują zróżnicowanie pod względem:

- stopnia krystalizacji (krystaliczne, bezpostaciowe),
- rozmiarów (mikrokrystaliczne, drobno-, średnio-, grubokrystaliczne),
- pokroju (izometryczne, anizometryczne, własno-, obcokształtne),
- ułożenia kryształów (ułożone chaotycznie, równoległe).

W skałach okruchowych składniki strątowe są wskaźnikami warunków na dnie basenu sedymentacyjnego i podczas diagenety. W biolitytach i skałach hydrogenicznych składniki strątowe są wskaźnikami warunków chemicznych w basenie i warunków diagenety.

## PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH PRODUKTY

Procesy sedymentacyjne są to procesy fizyczne, chemiczne i biologiczne prowadzące do formowania skały osadowej.

### FIZYCZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE (fps) I ICH PRODUKTY

Są to procesy transportu, sedymentacji, erozji i deformacji kształtujące osady (procesy sedymentogenetyczne). Decydują o teksturze i strukturze skał osadowych.

Zasadnicze czynniki kształtujące fps:

- rozmiary, rodzaj materiału i parametry morfologiczne cząstek (ziaren) materiału osadowego,
- naprężenia w materiale osadowym wynikające z jego ciężaru,
- naprężenia przekazywane na materiał osadowy z zewnątrz, np. przez płyn opływający ten materiał,
- klimat (determinuje sposób transportu, np. transport wodny, eoliczny, glacialny).

Rodzaje fps zależnie od rodzaju czynnika napędzającego:

- procesy napędzane naprężeniami płynu otaczającego materiał to **hydrauliczne procesy sedymentacyjne**,
- procesy napędzane ciężarem materiału to **grawitacyjne procesy sedymentacyjne**).

Materiał osadowy zostaje uruchomiony kiedy powstające w nim naprężenia wynikające z jego masy oraz sił działających z zewnątrz przekroczą jego wytrzymałość na ścinanie (tarcie wewnętrzne, kohezja, w tym opór tarcia na powierzchniach nieciągłości lub na kontakcie ziarna z otoczeniem, szczególnie z podłożem).

Warunki progowe uruchamiania materiału:

$$\tau_{kr} \geq \sigma \operatorname{tg} \varphi + c$$

$\tau_{kr}$  – krytyczne naprężenie ścinające,

$\sigma$  – naprężenie normalne zaznaczające się w materiale,

$\operatorname{tg} \varphi$  – współczynnik tarcia wewnętrznego ( $\varphi$  – kąt tarcia wewnętrznego)

$c$  – siła kohezji.

Wytrzymałość materiału na ścinanie zależy od:

- wymiaru i kształtu cząstek budujących niescementowany materiał ziarnisty – od **kohezji elektrostatycznej** (adhezji) i szorstkości ziaren,
- obecności płynów błonkowych w materiale niescementowanym, hydrofilnym (**kohezji pozornej**),
- siły wiązań chemicznych materiału scementowanego (**kohezji rzeczywistej**).

**Kohezja** = siła spajająca materiał, opór materiału stawiany siłom zewnętrznym, wywołany wzajemnym przyciąganiem się cząstek składowych materiału; efekt oddziaływań międzycząsteczkowych.

Kohezja elektrostatyczna jest największa w materiale z ziarnami  $<0,03$  mm ( $5 \phi$ ) = **materiał kohezyjny**), natomiast w materiale z ziarnami  $>0,25$  mm ( $2 \phi$ ) jest nieistotna = **materiał bezkohezyjny**.

Przykładowe wartości kąta tarcia wewnętrznego:

1. rumosz (bloki, duże okruchy) – 45°
2. piasek grubo- średnioziarnisty – 30-38°
3. piasek eoliczny (średnioziarnisty) – 30-33°
4. piasek drobnoziarnisty – 28-35°
5. piasek zailony – 15-24°
6. ił – 5-17°.

Uruchomienie pojedynczego ziarna następuje gdy naprężenia przekazywane na ziarno przez otoczenie i/lub składowa ciężaru ziarna równoległa do podłoża przewyższą składową pionową ciężaru ziarna i jego tarcie o podłoże

Podstawowe sposoby uruchamiania materiału:

- uruchamianie pojedynczymi ‘ziarnami’(materiał luźny, bezkohezyjny),
- uruchamianie masowe (materiał luźny bezkohezyjny i materiał kohezyjny).

Ziarna materiału bezkohezyjnego są uruchamiane pod wpływem własnego ciężaru, gdy znajdują się na powierzchni nachylonej pod kątem odpowiadającym kątowi tarcia wewnętrznego materiału zbudowanego z takich ziaren (**kąt naturalnego zsypania**).

Uruchamianie masowe to uruchamianie w różnym stopniu rozczłonkowanych mas materiału, często połączone z odkształcaniem ich postaci (tak jak w płynach), następuje, gdy naprężenia w materiale wynikające z jego masy oraz przyłożone z zewnątrz przekroczą jego wytrzymałość na ścinanie.

## **PŁYNY JAKO CZYNNIK KSZTAŁTUJĄCY FIZYCZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE**

Płyn to substancja, która może ‘dowolnie’ zmieniać swój kształt pod wpływem własnego ciężaru, dostosowując kształt do geometrii przestrzeni, w której się znajduje, a której wytrzymałość na odkształcenie jest większa od sił przekazywanych jej przez tę substancję, oraz do podatności na odkształcenia samej tej substancji.

Zdolność do odkształcania postaciowego płynów jest pochodną ich lepkości. **Lepkość** to właściwość substancji przejawiająca się oporem na jej odkształcenie postaciowe (płynięcie), wyraz tarcia pomiędzy cząsteczkami substancji; właściwość kontrolująca prędkość odkształcania postaci substancji (Ryc. 31).

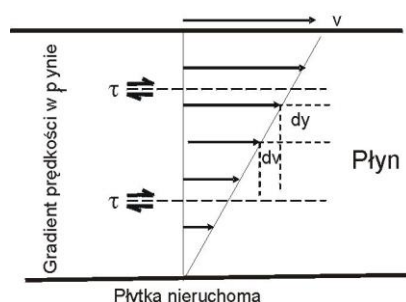
Miary lepkości:

- **lepkość dynamiczna** ( $\mu$ )
- **lepkość kinematyczna** ( $\nu$ )
- **lepkość wirowa** ( $h$ )

**Lepkość dynamiczna** ( $\mu$ ) jest opisywana jako współczynnik kształtujący opór tarcia wewnętrznego płynu (wyrażany przez naprężenie ścinające:  $\tau$  ) przypadający na jednostkę powierzchni płynu, stycznej do kierunku ruchu płynu, opisywany zmianą prędkości płynu z odległością od opływanej powierzchni statycznej ( $dv/dy$ ), zależny od rodzaju płynu, jego temperatury i ciśnienia.

$$\tau = \mu(dv/dy) \qquad \text{jednostka: Ns/m}^2$$





Ryc. 31. Rozkład prędkości w płynie między dwoma płytkami (wyraz lepkości płynu)

**Lepkość kinematyczna** ( $\nu$ ) to współczynnik kształtujący opór tarcia wewnętrznego płynu będący stosunkiem lepkości dynamicznej ( $\mu$ ) do gęstości płynu ( $\rho$ )

$$\nu = \mu / \rho$$

**Lepkość wirowa** ( $\eta$ ) to współczynnik kształtujący opór tarcia wewnętrznego (**naprężenie ścinające**:  $\tau$ ) płynu poruszającego się ruchem burzliwym:

$$\tau = (\mu + \eta)(dv_{\text{śr.}} / dy)$$

Substancje o zdolności odkształcania postaci, takie których lepkość dynamiczna jest niezależna od prędkości ich ruchu (np. powietrze, woda) nazywane są **płynami newtonowskimi**.

Substancje, których lepkość dynamiczna zmienia się z prędkością ich ruchu, w stanie spoczynku zachowujące się jak ciało stałe (np. roztwory koloidalne, piasek, rumosz suchy i zawadniony) nazywane są **płynami nienewtonowskimi**.

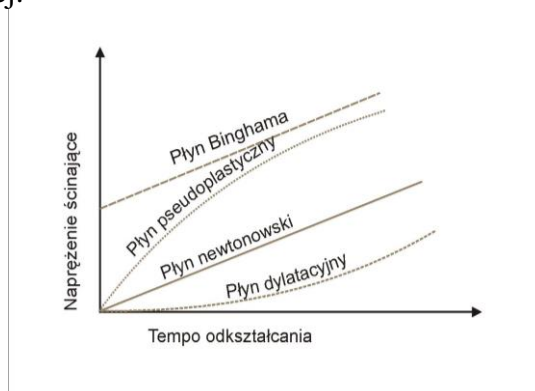
Rodzaje płynów nienewtonowskich (Ryc. 32):

**Płyny Bingham** (np. płynąca mieszanina wody i mułu, wody, mułu i frakcji grubszych); zapoczątkowanie ruchu, gdy naprężenie ścinające pokona opór tarcia wewnętrznego i kohezji elektrostacyjnej.

**Płyny pseudoplastyczne** (np. płynący lodowiec); zapoczątkowanie ruchu, gdy naprężenie ścinające pokona opór tarcia wewnętrznego i kohezji rzeczywistej.

**Płyny dylatacyjne** (np. suchy piasek osypujący się po stoku wydmy); zapoczątkowanie ruchu, gdy naprężenie ścinające pokona opór tarcia wewnętrznego.

**Płyny tiksotropowe** (np. płynąca mieszanina wody i ilu, roztwory koloidowe); zapoczątkowanie ruchu, gdy naprężenie ścinające pokona opór tarcia wewnętrznego i kohezji elektrostacyjnej.



Ryc. 32. Porównanie głównych rodzajów płynów

Zmiana własności materiału ziarnistego ze sztywnych na płynne (plastyczne) przy udziale wody (w efekcie rozluźnienia kontaktów między ziarnami) to **upłynnianie**.

Sposoby upłynniania materiału:

- rozluźnianie upakowania (tarcia między ziarnami) pod wpływem ciśnienia płynu przepływającego przez materiał (**fluidyzacja**),
- w efekcie naruszenia szkieletu ziarnowego materiału zawodnionego (**likwefakcja**).

Rodzaje ruchu płynów:

- **ruch ustalony** = gdy odpowiadające mu pole wektorów prędkości nie zmienia się w czasie (jednostajny lub niejednostajny),
- **ruch niestabilny** = gdy odpowiadające mu pole wektorów prędkości zmienia się w czasie,
- **ruch uwarstwiony** (ruch laminarny) = gdy tory sąsiednich cząstek płynu są równoległe,
- **ruch burzliwy** (ruch turbulentny) = gdy tory sąsiednich cząstek płynu są nierównoległe (jest to zawsze ruch niestabilny; płyn o ruchu burzliwym cechuje się podwyższoną lepkością, gdyż do efektów lepkości dynamicznej dołączają się efekty lepkości wirowej).

**Liczba Reynoldsa (Re)** – ilościowy parametr opisu ruchu, dynamiki płynu

$$\text{Re} = \frac{ul}{\nu} \quad \text{lub} \quad \text{Re} = \frac{\rho ul}{\mu}$$

$u$  – prędkość płynu,

$l$  – charakterystyczny parametr liniowy,

$\nu$  – lepkość kinematyczna,

$\rho$  – gęstość płynu,

$\mu$  – lepkość dynamiczna

Zmiana sposobu ruchu płynu z uwarstwowionego na burzliwy lub odwrotnie następuje przy Re o wartości mieszczącej się w przedziale od 500 do 2000, zależnie od prędkości i warunków przepływu.

W przepływach o niskiej Re dominują siły lepkości, zaś w przepływach o wysokiej Re dominują siły bezwładności.

**Stan prądu** (ustrój prądu) – relacja sił grawitacji do sił bezwładności.

Stan prądu określa się ilościowo liczbą Froude'a (Fr)

$$\text{Fr} = \frac{u}{\sqrt{gh}}$$

$\nu$  – prędkość przepływu

$\sqrt{gh}$  – prędkość rozchodzenia się fal grawitacyjnych

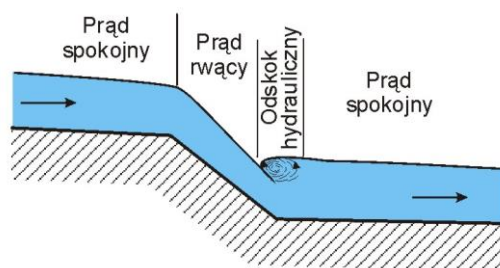
$h$  – głębokość strumienia

$g$  – przyspieszenie siły ciężkości

Fr < 1 – prąd spokojny (ruch podkrytyczny; siły grawitacji > siły bezwładności);

Fr > 1 – prąd rwący (ruch nadkrytyczny; siły grawitacji < siły bezwładności).

W prądzie rwącym poziom płynu nad przeszkodą jest niższy niż w otoczeniu przeszkody (Ryc. 33).

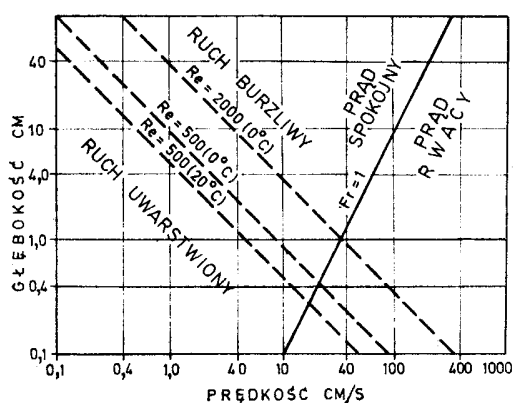


Ryc. 33. Zapis przechodzenia między prądem spokojnym i rwącym

Zależnie od rodzaju ruchu płynu oraz stanu prądu przepływu dzielą się na 4 kategorie (Ryc. 34).

### Typy przepływów

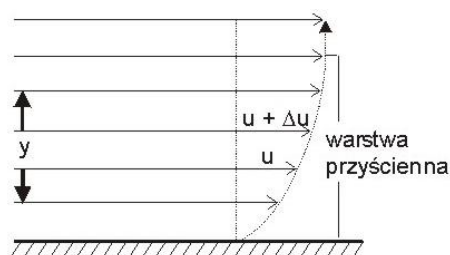
Liczba Froude'a	Liczba Reynoldsa	
	$Re < 500$	$Re > 500-2000$
$Fr < 1$	ruch uwarstwiony prąd spokojny	ruch burzliwy prąd spokojny
$Fr > 1$	ruch uwarstwiony prąd rwący (rzadko)	ruch burzliwy prąd rw'cy



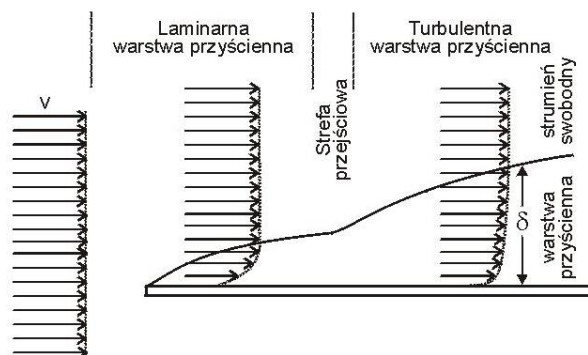
Ryc. 34. Typ przepływu a głębokość i prędkość strumienia (z Gradziński et al. 1986)

### Warstwa przyścienna

Warstwa przyścienna to strefa sąsiadująca z powierzchnią opływającego ciała stałego, w której występuje gradient prędkości płynu i naprężeń ścinających wywołany tarciem na kontakcie ciała stałego i płynu oraz lepkością płynu (Ryc. 35, 36).



Ryc. 35. Ilustracja wyrazu warstwy przyściennej



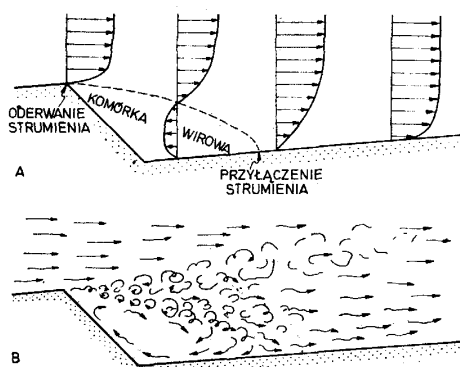
Ryc. 36. Rozwój laminarnej i turbulენტnej warstwy przyściennej (z Gradziński et al. 1986)

Napężenie ścinające, które działa na powierzchni granicy między ciałem stałym i płynem to **graniczne napężenie ścinające** ( $\tau_0$ ). Nieraz wyrażane jest przez **prędkość ścinającą** ( $v_*$ )

$$v_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \quad \rho - \text{gęstość płynu}$$

### Oderwanie strumienia i komórka wirowa

W miejscach nagłego załamania opływanej powierzchni (np. na grzbiecie riplemarków), strumień szybki odrywa się od opływanej powierzchni (Ryc. 37).



Ryc. 37. Oderwanie strumienia od opływanej powierzchni i formowanie komórki wirowej (z Gradziński et al. 1986)

Między miejscem oderwania a miejscem ponownego przyłączenia strumienia do opływanej powierzchni występuje strefa cyrkulacji wstecznej, nazywana **komórką wirową**.

### Opór przy względnym ruchu płynu i ciała stałego

Tarcie na powierzchniach statycznych opływanych przez płyny jak i na powierzchniach ciał poruszających się (opadających) w płynie stawia opór ruchowi płynu bądź ciała stałego. Siła oporu podczas względnego ruchu płynu i ciała stałego jest sumą wypadkowych sił stycznych pochodnych sił ciężkości i lepkości oraz sił ciśnienia.

### Opór płynu względem opadającego ziarna

Opór płynu względem opadającego ziarna przejawia się spadkiem przyspieszenia opadania ziarna. Od momentu zrównoważenia siły oporu i siły ciężkości ziarno opada ze stałą prędkością, nazywaną **prędkością opadania**.

Ziarna frakcji piaskowej i mniejsze uzyskują prędkość opadania na krótkiej drodze. Ich prędkość opadania jest opisywana prawem Stokesa.

$$v_{op} = \frac{D^2 \gamma'}{18 \mu} \quad \gamma' - \text{ciężar właściwy ziarna w zanurzeniu, D - średnica}$$

Równania prawa oporu i prawa opadania Stokesa są wykorzystywane w analizie uziarnienia osadów drobnoziarnistych

### Opór powierzchni statycznych względem przepływu

(opór powierzchni statycznych względem przepływu (np. ścian koryta), wyrażany przez naprężenie ścinające ( $\tau_0$ ) oddziaływujące na opływającą powierzchnię) lub przez prędkość ścinającą ( $v^*$ ).

Przy przepływie w przestrzeni zamkniętej, np. w rurach, porach i szczelinach skalnych, opór stawiany dla przepływu przez ściany przestrzeni opisuje się wzorem:

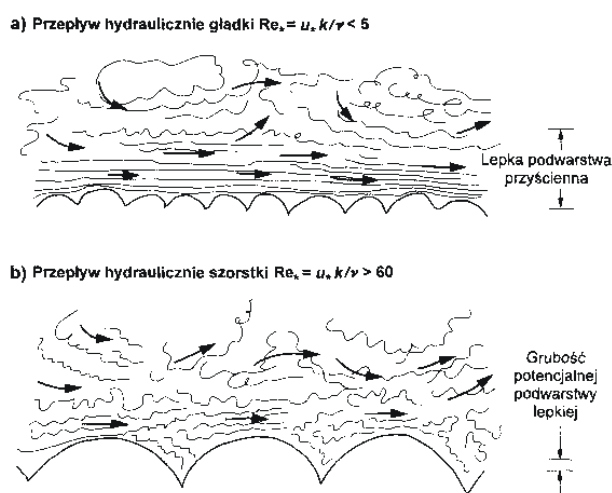
$$\tau_0 = \frac{f \rho v_{sr}^2}{8}$$

$f$  – współczynnik Darcy-Weisbacha

$\rho$  – gęstość płynu

$v_{sr}$  – średnia prędkość przepływu

Współczynnik Darcy-Weisbacha zależy od  $Re$ , w której parametrem liniowym jest średnica rury i rzeźby powierzchni ograniczającej (szorstkości powierzchni) ograniczającej strumień (Ryc. 38).



**Ryc. 38.** Przepływ hydraulicznie gładki lub szorstki, w zależności od liczby Reynoldsa obliczonej dla powierzchni ścianki  $u_* k / \nu$

Dla przepływu w korytach otwartych opór powierzchni statycznych względem przepływu określa się zazwyczaj z wykorzystaniem współczynnika Chezy'ego ( $C$ ) lub bezwymiarowego współczynnika oporu ( $c_b$ ).

$$C = \sqrt{\frac{8g}{f}}$$

$$c_b = \frac{C Fr \sqrt{s}}{\sqrt{g} \sqrt{f} u_*}$$

$$u_* = \frac{u_{sr} \sqrt{8gh}}{C} = \sqrt{gh}$$

$Fr$  - liczba Froude'a

$s$  - spadek koryta (hydrauliczny)

$f$  - współczynnik Darcy-Weisbacha

$u_{sr}$  - średnia prędkość strumienia

$u^*$  - prędkość ścinająca

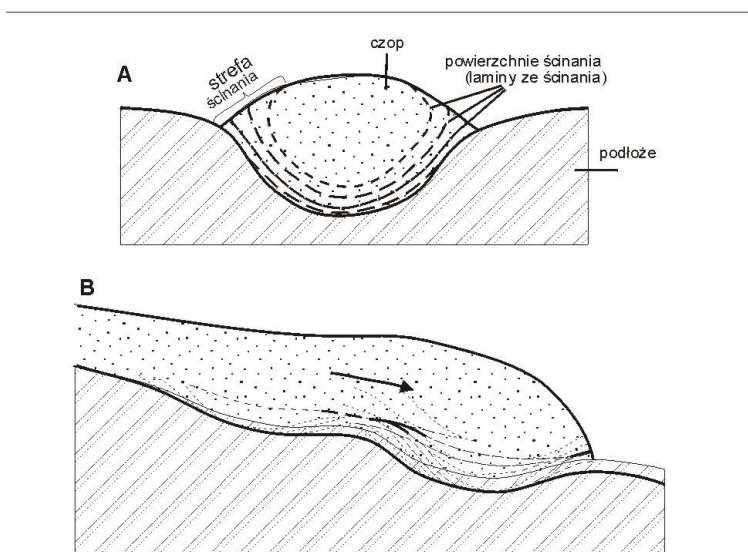
$h$  - głębokość strumienia

## SPECYFIKA RUCHU PŁYNÓW NIENEWTONOWSKICH

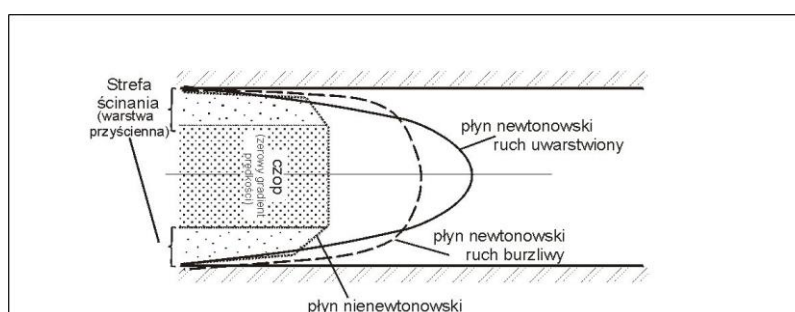
Ruch głównie quasilaminarny (im niższa lepkość, mniejsza gęstość, tym łatwiej osiągają ruch turbulentny). Spadek prędkości spływu → sztywnienie wnętrza (krzepnięcie spływu) – tworzenie czopu – cecha szczególnie charakterystyczna dla płynów Bingham (Ryc. 39). Na kontakcie z podłożem czop ograniczony warstwą ścinania (powierzchnie względnego ruchu rozdzielonych części materiału; Ryc. 39, 40)

Gradienty prędkości i tempo odkształceń spływu w warstwie przyściennej, przy ruchu laminarnym płynu, są wyższe w płynach nienewtonowskich niż w newtonowskich (Ryc. 40).

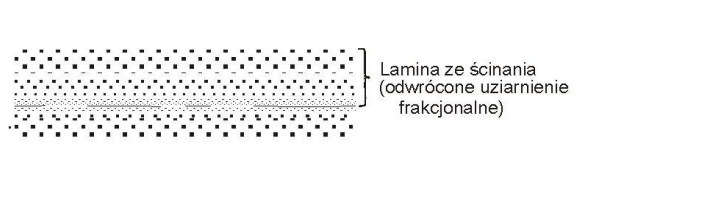
Ruch materiału po powierzchni ścinania prowadzi do koncentracji na niej frakcji drobnych (**lamina ze ścinania**) i grubieniu frakcji na zewnątrz (Ryc. 41).



**Ryc. 39.** Struktura czoła zamierającego spływu płynu nienewtonowskiego; A – przekrój prostopadły do kierunku spływu, B – przekrój równoległy do kierunku spływu



**Ryc. 40.** Profile prędkości ruchu płynu newtonowskiego i nienewtonowskiego z czopem



**Ryc. 41.** Budowa laminy ze ścinania w przekroju

## HYDRAULICZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH PRODUKTY

### Rodzaje procesów ze względu na rodzaj płynu:

1. Procesy kształtowane przez wodę,
2. Procesy kształtowane przez powietrze (wiatr),
3. Procesy kształtowane przez lód (lodowiec).

Każdy proces sedymentacyjny przebiega według swoistych zasad zapisanych w strukturze osadu, a w mniejszym stopniu w jego teksturze.

Rodzaj większych form nagromadzenia osadu i ich budowa wewnętrzna są zależne od środowiska depozycji i przebiegu sedymentogenezy. Procesy kształtowane przez wodę i wiatr wykazują liczne podobieństwa. Procesy kształtowane przez lodowce cechują się dużą swoistością tak w odniesieniu do sposobów transportu jak i sposobów depozycji.

### Oddziaływanie płynów na opływane powierzchnie:

1. Bez efektów (prądy wodne, eoliczne neutralne),
2. Erodowanie (prądy wodne, eoliczne erodujące),
3. Zasypywanie (prądy wodne, eoliczne deponujące),
4. Deformowanie (prądy wodne, eoliczne deformujące),
5. Przerabianie (prądy wodne, eoliczne przerabiające).

### Czynniki kształtujące sposób oddziaływania:

- rodzaj płynu (woda "czysta", woda z zawiesiną, wiatr),
- dynamika płynu,
- sposób ruchu (ruch uwarstwiony/burzliwy, jedno-/wielokierunkowy),
- masa płynu (rozmiary prądu),
- geometria opływanej powierzchni (spadek, morfologia/kształt),
- natura napędu (np. sztorm, cyklon, trzęsienie ziemi, powódź).

Sposób działania prądów i ich efekty zmieniają się w dużym zakresie tak w czasie jak i w przestrzeni (np. fala powodziowa w rzece/prąd w porze suchej; prąd na odcinku o dużym/malym spadku; prąd w przełomie/na równinie, itp.).

## URUCHAMIANIE I TRANSPORT ZIAREN PRZEZ PŁYNY

Uruchamianie ziaren przez płyny zależy od:

- dynamiki prądu,
- wielkości i ciężaru ziarna,
- kształtu i morfologii powierzchni ziarna.

### Warunki progowe ruchu ziaren

Ziarna materiału bezkohezyjnego uruchamiane w momencie pokonania tarcia o otaczającą powierzchnię statyczną.

Ziarna materiału kohezyjnego uruchamiane, głównie grudkami (masowo), w momencie gdy naprężenia oddziałujące na materiał przekraczają jego wytrzymałość na ścinanie (tarcie wewnętrzne + kohezja), rzadziej pojedynczymi ziarnami – gdy pokonana zostaje kohezja oraz tarcie o otaczającą powierzchnię statyczną.

### Sposoby uruchamiania materiału bezkohezyjnego przez wodę i wiatr:

1. Podnoszenie hydrauliczne (działanie prawa Bernoulli'ego, tj. prawa zachowania energii),
2. Podnoszenie przez zmiany ciśnienia płynu,
3. Podnoszenie przez wiry,
4. Uruchamianie naporem płynu,
5. Uruchamianie naporem ziaren w ruchu.

Ad. 1. Prawo Bernoulli'ego wyjaśnia pochodzenie siły unoszącej (suma składników energii wzdłuż linii prądu jest stała):

$$\frac{\rho u^2}{2} + \rho g y + p = \text{constans}$$

$\rho$  – gęstość płynu

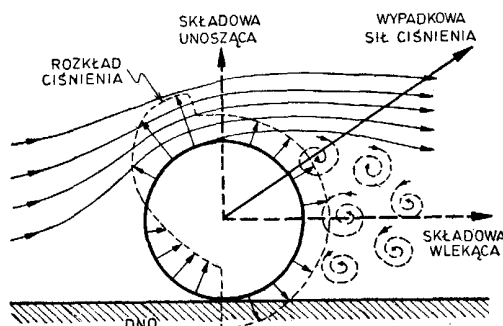
$u$  – prędkość przepływu w określonym punkcie na linii prądu

$g$  – przyspieszenie siły ciężkości

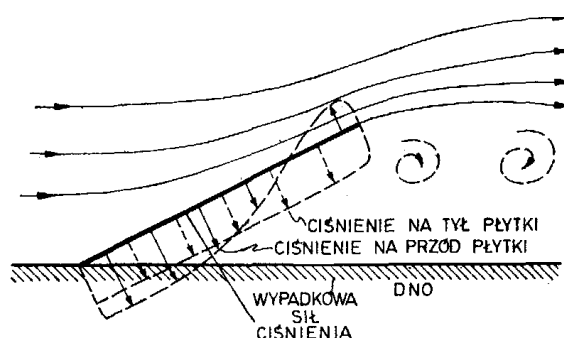
$y$  – położenie punktu na linii prądu względem poziomu odniesienia

$p$  – ciśnienie

Nad ziarnem spoczywającym na dnie linie prądu koncentrują się (opływanie przeszkody), zwiększa się prędkość w efekcie następuje „zassanie” ziarna w górę (Ryc. 42; 43)



**Ryc. 42.** Wzór przepływu i hipotetyczny rozkład ciśnień wokół cylindra leżącego na dnie poprzecznie do kierunku przepływu przy umiarkowanie dużej wartości liczby Reynoldsa (według Middleton & Southard 1978, zmodyfikowane przez Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 43.** Wzór przepływu i hipotetyczny rozkład ciśnień wokół płytki pochylonej zapadem pod prąd (zimbrykowanej) przy umiarkowanie dużej wartości liczby Reynoldsa (według Middleton & Southard 1978, zmodyfikowane przez Gradziński et al. 1986)

### Sposoby uruchamiania materiału kohezyjnego:

1. Uruchamianie przez napór płynu (napór wirów),
2. Korazję mechaniczną (napór uderzających ‘ziaren’),
3. Erozję kawitacyjną (rozsadzanie osadu przez wydostający się gaz; dotyczy głównie uruchamiania w wodzie).



Podstawowe sposoby hydraulicznego transportu materiału osadowego:

- **transport trakcyjny** (w ciągłym lub prawie ciągłym kontakcie z dnem; głównie transport przez wodę i wiatr, przez toczenie, wleczenie, ślizganie, skoki; jest to transport pojedynczymi ziarnami; transport warstwy ziaren – transport w dywanie trakcyjnym (**prześlona trakcyjna**); dotyczy ziaren materiału pyłowego i grubiej ziarnistego. Materiał niesiony w trakcji stanowi tzw. ładunek przydenny (rumowisko denne),
- **transport suspensyjny** (bez kontaktu z dnem lub w rzadkim kontakcie z dnem; transport przez wodę, wiatr i lodowce); dotyczy materiału drobniejszego od gruboziarnistego piasku. Materiał niesiony w zawieszynie stanowi tzw. ładunek zawieszony.

Czynniki kształtujące sposób transportu hydraulicznego:

- rodzaj płynu (lepkość, gęstość),
- wielkość, ciężar, kształt i morfologia ziarna ,
- prędkość przepływu i natężenie transportu,
- wysokość strumienia (dotyczy wody).

PROCESY SEDYMENTACYJNE KSZTAŁTOWANE PRZEZ WODĘ  
I ICH ZAPIS W OSADACH

(kształtowanie osadów przez prądy wodne, wodę stojącą, falowanie, pływy)

Opis uściślony warunków progowych ruchu ziaren w wodzie: funkcją Shieldsa (zależność między średnicą ziarna ( $D$ ), ciężarem ziarna w zanurzeniu ( $\gamma_s$ ), ciężarem właściwym płynu ( $\gamma$ ), granicznym naprężeniem ścinającym ( $\tau_0$ ) oraz lepkością kinematyczną płynu ( $\nu$ ).

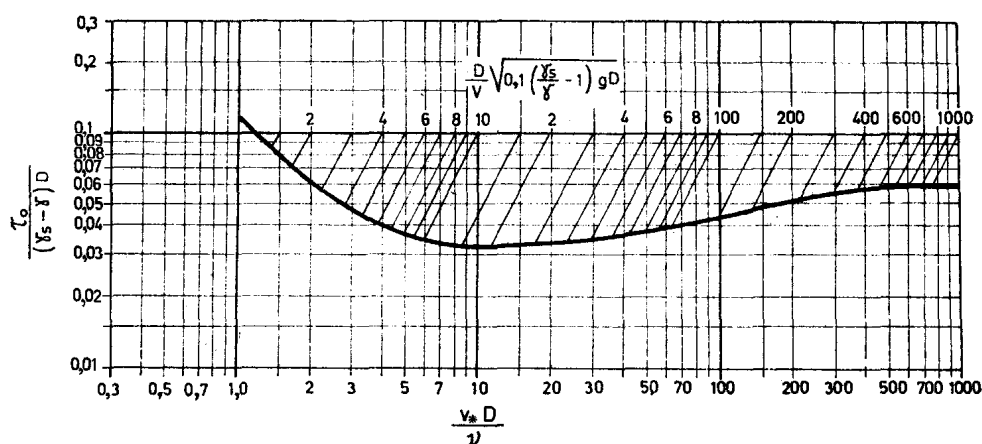
$$\frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) D} = \frac{u_*^2}{\nu} = \text{bezwymiarowy parametr krytycznego naprężenia ścinającego}$$

gdzie

$$\frac{u_* D}{\nu} = \text{Re}_* = \text{ziarnowa liczba Reynoldsa};$$

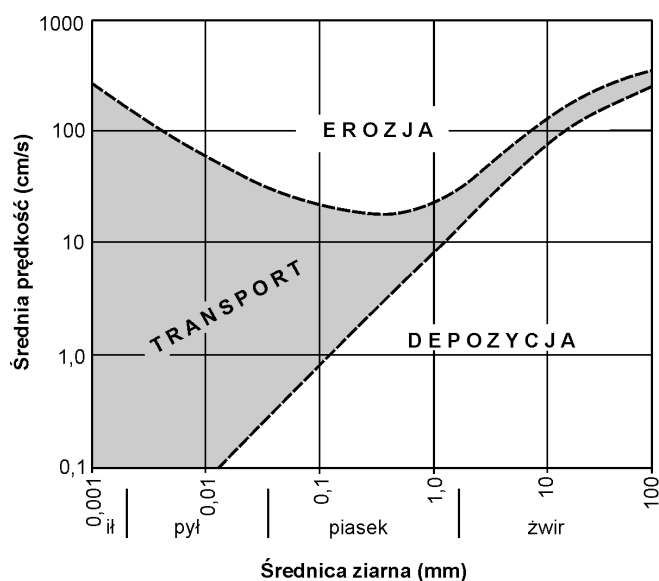
$u_*$  = prędkość ścinająca (patrz wyżej)

Warunki progowe ruchu ziaren opisywane funkcją Shieldsa określa się za pomocą wykresu Shieldsa (Ryc. 44)

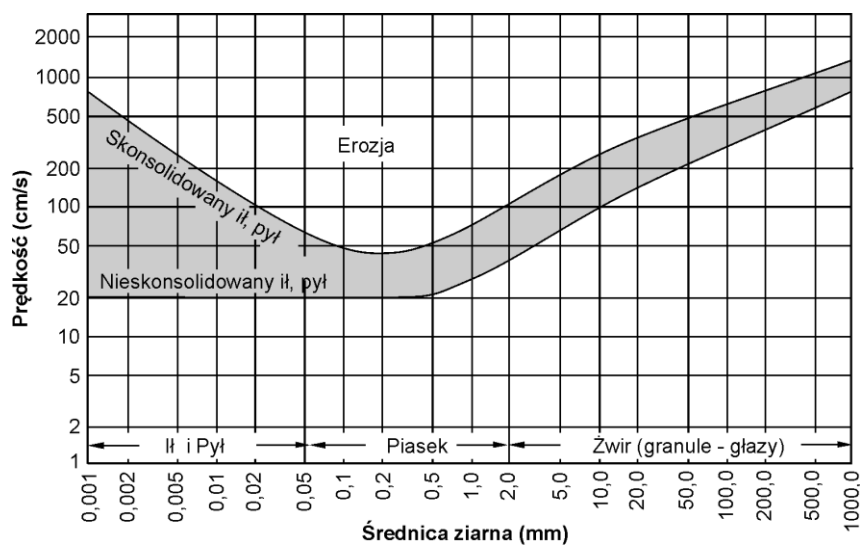


Ryc. 44. Wykres Shieldsa obrazujący warunki progowe ruchu ziaren (z Gradziński et al. 1986)

Opis uproszczony warunków progowych ruchu ziaren w wodzie: zależność wielkości uruchamianych ziaren od prędkości przepływu (diagram Hjulstroma, 1953; Ryc. 45 lub diagram Hjulstroma zmodyfikowany przez Sundborga - Ryc. 46).



**Ryc. 45.** Empiryczna zależność erozji, transportu i depozycji dla ziaren różnej wielkości od średniej prędkości przepływu prądu (według Hjulstrom 1935 z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 46.** Diagram Hjulstroma w wersji zmodyfikowanej przez Sundborga (1956) (z Gradziński et al. 1986)

## Kształtowanie osadów przez prądy wodne

(kształtowanie osadów przez spływ wód opadowych, prądy rzeczne, jeziorne, morskie)

Prądy wodne transportują materiał osadowy w trakcji (w ciągłym lub prawie ciągłym kontakcie z dnem; głównie ziarna o wielkości powyżej 0,3 mm) oraz w suspensji (bez kontaktu z dnem).

Prądy wodne transportujące materiał osadowy trakcyjnie i w zawieszynie, napędzane głównie dynamiką płynu = **prądy trakcyjne** (prądy rzeczne, prądy pływowe, przydenne prądy morskie).

Osadzanie materiału transportowanego trakcyjnie = sedymentacja trakcyjna. Materiał niesiony w suspensji może być deponowany przez opadanie na dno bez wleczenia po dnie (sedymentacja suspensyjna) lub z wleczeniem po dnie (sedymentacja trakcyjna).

Materiał transportowany trakcyjnie jest deponowany poprzez odkładanie na dnie w sposób zależny od:

- składu granulometrycznego,
- natężenia transportu,
- kształtu ziarna,
- głębokości strumienia.

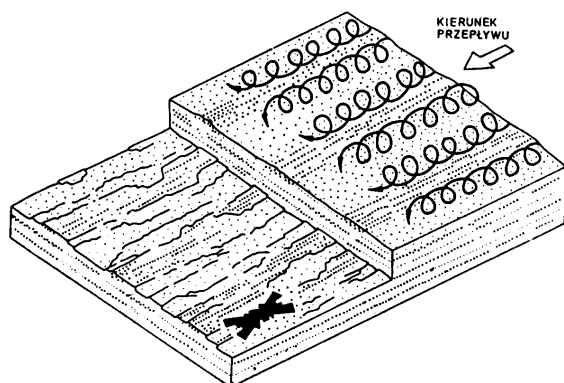
Sposób transportu trakcyjnego wyraża się swoistym kształtowaniem dna strumienia (swoistymi formami dna).

Materiał frakcji 0,016 – 32 mm (średnioziarnisty pył – drobnokalibrowy żwir), bez większych domieszek materiału grubszego, transportowany po dnie wysłanym materiałem podobnym, jest przemieszczany w regularnych formach dna (uporządkowanych formach dna).

Materiał frakcji >32 mm, materiał piaszczysty wymieszany z grubszym od 32 mm oraz materiałem 0,01 – 32 mm niesiony po dnie wysłanym gęsto materiałem grubożwirowym, jest przemieszczany w nieregularnych formach dna (nieuporządkowanych formach dna)

Formy uporządkowanego kształtowania dna przy transporcie trakcyjnym materiału osadowego przez wodę (Ryc. 47 – 49):

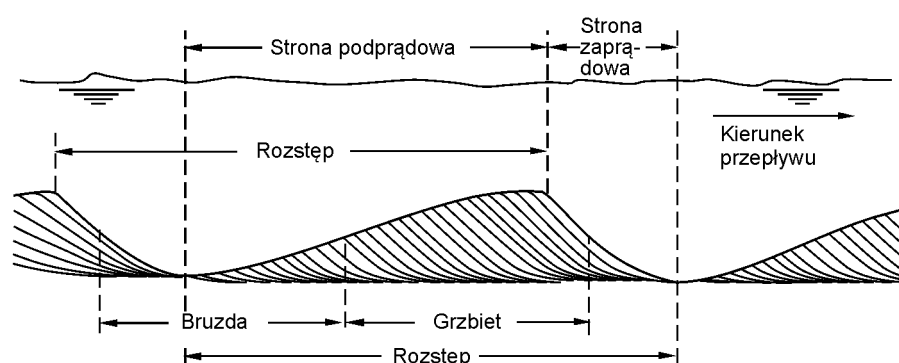
- dno płaskie,
- riplemarki (zmarszczki, riplemarki małe),
- diuny (riplemarki duże, pręgi),
- antydiuny (antypręgi).



**Ryc. 47.** Rozwój spiral prądowych i formowanie smug prądowych i lineacji oddzielnościowej. Z – zbieżność, R – rozbieżność prądu (z Gradziński et al. 1986)

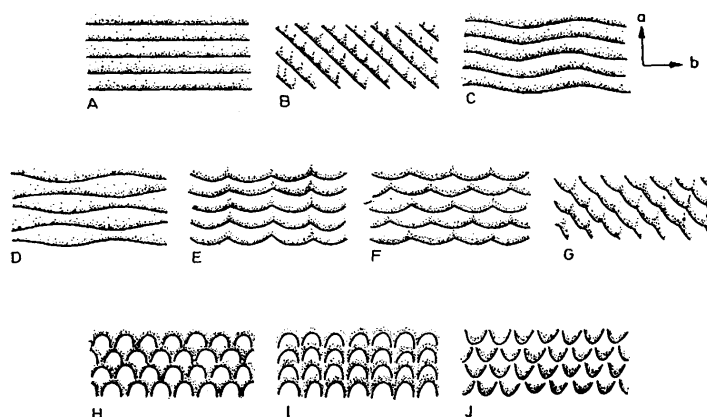
**Dno płaskie** występuje gdy zalega na nim materiał o średniej średnicy ziaren  $>0,8$  mm i jest on przemieszczany pojedynczymi ziarnami – **dno płaskie dolne** lub niezależnie od frakcji, przy wysokim natężeniu transportu, gdy przemieszcza się po nim warstwa ziaren, tworzy się przesłona trakcyjna (dywan trakcyjny) – **dno płaskie górne**. Na powierzchni płaskiego dna ziarna mają tendencję do układania się w smugi równoległe do kierunku prądu (**smugi prądowe**); w osadach kopalnych struktura ta zapisuje się jako **lineacja oddzielno-ściowa**; Ryc. 48).

**Riplemarki** (riplemarki małe, zmarszczki) i **diuny** (riplemarki duże, pręgi) to mniej lub bardziej regularne asymetryczne fale na powierzchni dna, o stronie podprądowej zapadającej łagodnie i stronie zaprądowej zapadającej stromo – pod kątem do  $30^\circ$  – migrujące zaprądowo, o grzbiecie prostolinijnym, krętym, językowym, półksiężycowym lub pośrednim (Ryc. 48—52; Tab. VI).



**Ryc. 48.** Budowa zmarszczki (riplemarka małego), pręgi (riplemarka dużej, diuny) w przekroju (z Gradziński et al. 1975)

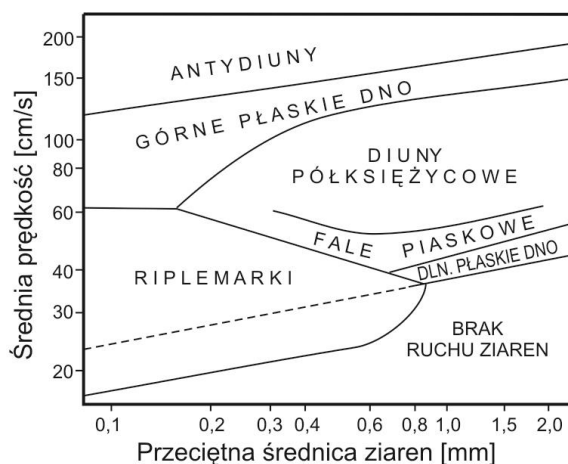
Formy o wysokości do 3 cm, zbudowane z pyłu – gruboziarnistego piasku to riplemarki (riplemarki małe, zmarszczki).



**Ryc. 49.** Zróżnicowanie zmarszczek w planie (z Gradziński et al. 1986)

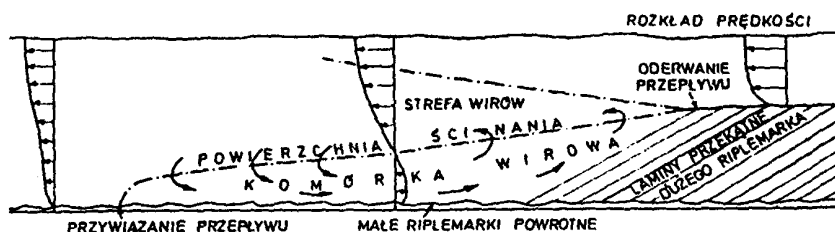
Formy zbudowane z piasku średnioziarnistego i materiału grubieziarnistego, o wysokości powyżej 10 cm to **diuny** (pręgi), dzielone na formy o grzbiecie prostolinijnym - **fale piaskowe (diuny 2D)**, formy językowe i półksiężycowe to **riplemarki duże sensu stricto (diuny 3D)**.

Rodzaj formy uporządkowanego kształtowania dna przez materiał transportowany trakcyjnie zależy od frakcji materiału i natężenia transportu (Ryc. 50).

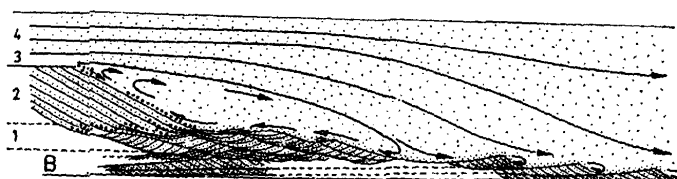


Ryc. 50. Formy dna a mediana ziarna pokrywającego dno i średnia prędkość przepływu (z Allen 2001).

Riplemarki i diuny występują na dnach o niewielkim natężeniu transportu. Na dnach wysłanych materiałem grubszym od średnioziarnistego piasku formowanie diun w związku z wzrostem prędkości prądu jest poprzedzone występowaniem płaskiego dna dolnego. Diuny nie tworzą się na dnach wysłanych materiałem drobniejszym od średnioziarnistego piasku.



Ryc. 51. Depozycja w obrębie komórki wirowej na zaprądownym stoku diuny i na jej przedpolu (z Gradziński et al. 1986)

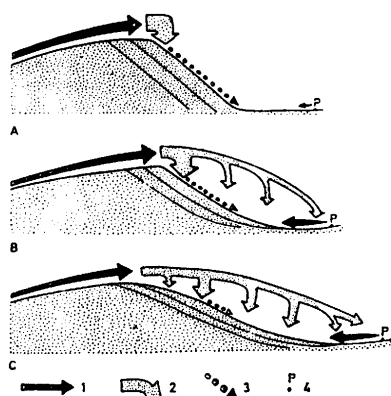


Ryc. 52. Kształtowanie sedymentacji na stoku zaprądownym i przedpolu diuny (riplemarka dużego) (z Gradziński et al. 1986)

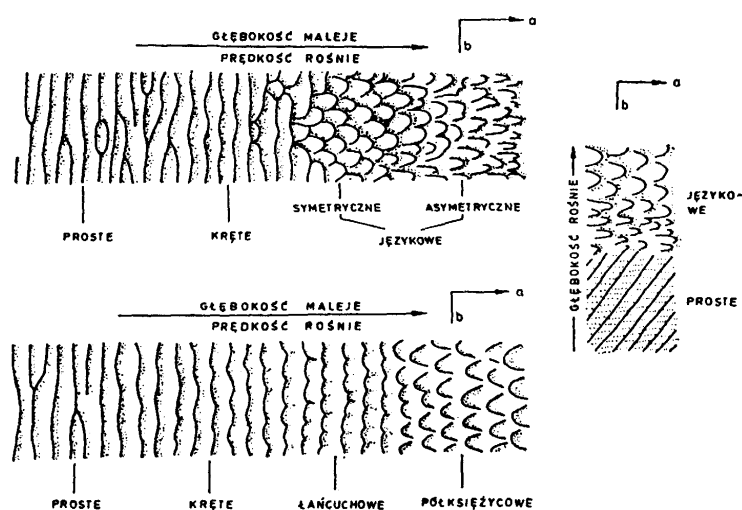
Na dnach wysłanych piaskiem średnioziarnistym formowanie diun poprzedzone jest pojawieniem się riplemarków.

Na dnach pokrytych materiałem drobniejszym od średnioziarnistego piasku narastanie natężenia transportu powoduje zanikanie riplemarków (zmarszczek) i pojawianie się płaskiego dna górnego.

Na dnach pokrytych diunami narastanie natężenia transportu powoduje wypłaszczanie diun (Ryc. 53) i pojawianie się płaskiego dna górnego.

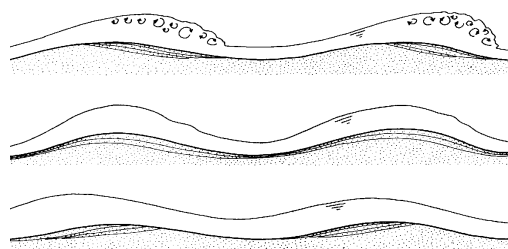


**Ryc. 53.** Kształt stoku zaprądowego nierówności dna, w tym riplemarków w zależności od natężenia transportu trakcyjnego (A – najniższe, C – najwyższe) (z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 54.** Kształt riplemarków w planie w zależności od głębokości i prędkości prądu (z: Gradziński et al. 1986)

**Antydiuny** (antypręgi) to rytmiczne nierówności dna, symetryczne i asymetryczne podprądowo, o stokach nachylonych pod kątem  $<15^\circ$  (Ryc. 55), stacjonarne lub migrujące pod prąd, z przemieszczającą się nad nimi warstwą przesłony trakcyjnej. Tworzą się przy bardzo wysokim natężeniu transportu z przekształcenia płaskiego dna górnego.



**Ryc. 55.** Formowanie i struktura wewnętrzna antydiun (antypręg) (z Allen 2001)

Zespół warunków w strumieniu wodnym opisywany natężeniem transportu trakcyjnego oraz formami dna kształtowanymi przez transportowany materiał ziarnisty nazywa się **reżimem przepływu**.

Tab. VI. Charakterystyka uporządkowanych, wypukłych form dna (z Gradziński et al., 1986)

	Małe riplemarki	Fale piaskowe	Duże riplemarki	Antydiuny
Rozstęp grzbietów (długość fali)	0,1—0,3 m	5—100+m	1—10 m	do 5 m
Wskaźnik przekroju	8—20 wyższe wartości dla piasku drobnoziarnistego	15—100	5—50 wyższe wartości dla piasku gruboziarnistego	7—100
Zakres wielkości ziarn	pył do 0,7 mm	ponad 0,25 mm	ponad 0,1 mm	
Geometria	grzbiety proste lub kręte, językowate formy najczęstsze	grzbiety proste	grzbiety kręte lub półksiężycowe formy	profil sinusoidalny lub trochoidalny
Erozja pod komórkami wirowymi	słaba	słaba	silna, sięga głęboko	
Sterujący czynnik hydrauliczny	prędkość ścinająca			liczba Froude'a i głębokość

\* Wskaźnik przekroju =  $s/h$ , gdzie:  $s$  — rozstęp grzbietów,  $h$  — wysokość formy.

Reżimy przepływu wyróżniane przy opisie wodnego transportu trakcyjnego:

- reżim dolny (faza transportu rytmicznego),
- reżim górny (faza miecenia).

#### Cechy dolnego reżimu przepływu:

- małe natężenie transportu przy dnie (duży opór przepływu),
- formy dna:
  - dno płaskie (dolne płaskie dno),
  - dno pofalowane (riplemarki, diuny)
- przerywany transport ziaren;
- po zaprawowej stronie wypukłych form dna komórki wirowe (oderwania strumienia)
- pofalowania powierzchni wody w płytkich strumieniach przeciwne morfologii dna (nie w fazie).

#### Cechy górnego reżimu przepływu:

- duże natężenie transportu przy dnie (mały opór przepływu),
- formy dna: dno płaskie (górne płaskie dno) oraz antydiuny,
- ziarna transportowane w sposób ciągły, warstwą (przesłona trakcyjna);
- formy dna nie wpływają na prędkość strumienia;
- depozycja masowa przez odcinanie przydennych partii przesłony trakcyjnej (osad laminowane poziomo, płasko);
- pofalowanie powierzchni wody w płytkich strumieniach zgodne z morfologią dna.

Rozmiary prostych form dna rosną z natężeniem transportu, stosownie do wysokości słupa wody.

Przejście od reżimu dolnego do górnego (**faza przejściowa**) zaznacza się zanikiem riplemarków, wypłaszczeniem dna. Przejście następuje przy  $N_F = 0,3 - 1$ , rosnącej z frakcją.

**Nieuporządkowane formy dna** (transport żwiru grubokalibrowego,  $\phi > 32$  mm):

dno z różnie rozmieszczonymi głazami, skupiskami głazów, nasypami. Nierówności dna rozmieszczone nieregularnie, stosownie do warunków przepływu. W korytach o bardzo dynamicznych przepływach zaznacza się tendencja do odkładania materiału wzdłuż brzegu (formowanie wałów brzegowych). Jest to efekt spadku siły nośnej prądu na jego brzegach.

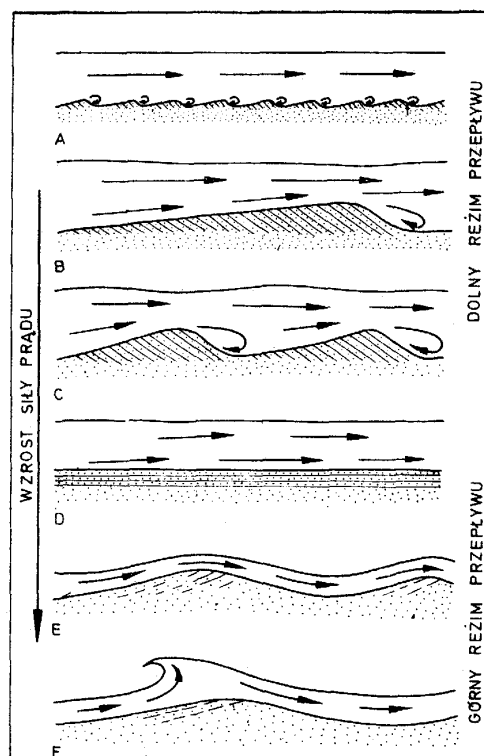
Większe płyty piasku występujące między głazami lub dnem pokrytym materiałem piaszczysto-żwirowym mogą być płaskie lub pokryte riplemarkami.

Na dnie pokrytym otoczkami i okruchami, zasypywanym piaskiem, przed całkowitym pokryciem piaskiem mogą występować smugi piasku rozciągnięte zgodnie z kierunkiem przepływu prądu. Na rozległych dnach dużych strumieni (np. silnych prądów pływowych), pokrytych piaskiem, formowane są **wstęgi piaszczyste** tj. ciągi równoległych grzbietów, szer. kilkanaście cm (do kilku m), dł. kilka do kilkuset metrów, wys. od kilku cm do  $\sim 1$  m (zależnie od wysokości słupa wody). Rozstęp grzbietów: 1-4 głębokości przepływu (dł. = 10 - 20 x rozstęp). Duże wstęgi piaszczyste mogą być pokryte riplemarkami.

### Formy dna związane z transportem trakcyjnym przez wodę a podstawowe formy akumulacji osadu i jego cechy

Forma akumulacji osadu zależy od:

- formy dna w jakiej osad był transportowany (różna budowa zewnętrzna i wewnętrzna),
- stosunku ilości materiału dopływającego ( $M_d$ ) do danej części dna do materiału odprowadzanego ( $M_o$ ),
- rodzaju zmian reżimu przepływu (Ryc. 56).



**Ryc. 56.** Formy dna i struktura budującego je osadu (z Gradziński et al. 1986)

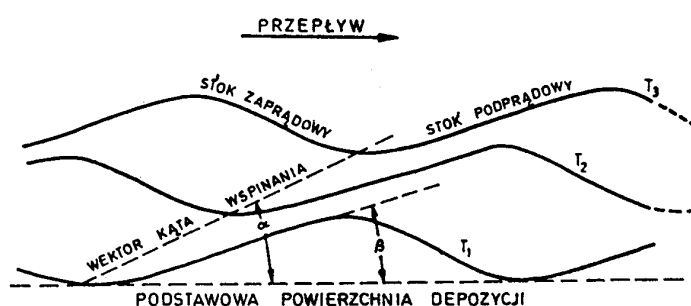


### Warianty podstawowe sedymentogenetycznego działania prądów trakcyjnych:

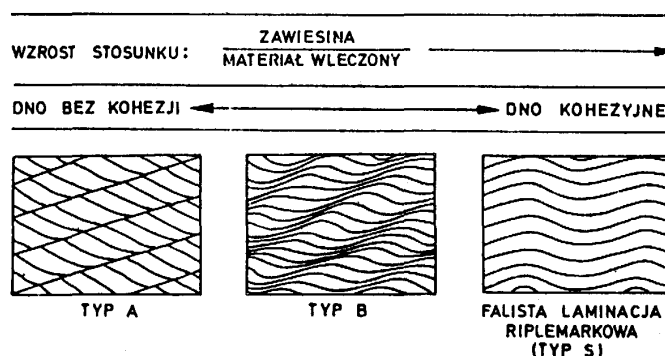
- 1)  $M_d / M_o < 1 \Rightarrow$  erozja dna (prąd erodujący/przerabiający);
- 2)  $M_d / M_o = 1 \Rightarrow$  wyłącznie tranzyt materiału (prąd neutralny); brak zapisu geologicznego lub zapis zatrzymanej warstwy zmarszczek (riplemarki głodujące), pręg, dna płaskiego. Warstwa zbudowana z jednego zestawu riplemarków, podścielona i przykryta mułem nazywana jest **riplemarkami głodującymi**.
- 3)  $M_d / M_o > 1 \Rightarrow$  spadek dynamiki prądu  $\Rightarrow$  podnoszenie powierzchni depozycyjnej, przyrost osadu/wstępowanie/zmiana form dna (prąd deponujący). Sposób przyrostu osadu i struktura przyrastającego osadu zależne od formy dna i stosunku  $M_d / M_o$

### Wstępujące formy dna a cechy akumulowanego osadu:

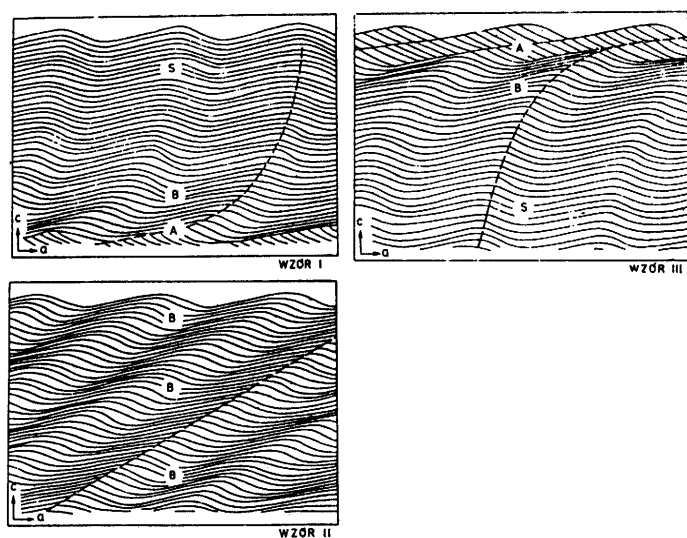
- 1) Dolne dno płaskie  $\Rightarrow$  osad laminowany poziomo, płasko/faliście (powlekanie morfologii dna uformowanej wcześniej)
- 2a) Riplemarki małe przy znikomej przewadze depozycji nad erozją  $\Rightarrow$  warstwowanie równoległe;
- 2b) Riplemarki małe przy braku erozji stoku odprądowego  $\Rightarrow$  struktury riplemarków wstępujących; zróżnicowanie zależnie od  $M_d / M_o$  i rodzaju jego zmian (Ryc. 57 – 59).
- 3) Diuny 2D (fale piaszkowe)  $\Rightarrow$  tabularne warstwowanie przekątne (Ryc. 60);
- 4) Diuny 3D (riplemarki duże)  $\Rightarrow$  rynnowe warstwowanie przekątne (Ryc. 61);
- 5) Górne dno płaskie  $\Rightarrow$  osad laminowany poziomo, płasko/faliście (laminy przesłony trakcyjnych o grubości kilka – kilkanaście mm, z ziarnem grubiejącym ku górze).
- 6) Antydiuny - zapis w osadzie jedynie przy nagłym zaniku prądu  $\Rightarrow$  soczewki osadu z niskokątową laminacją doprądową (Ryc. 62).



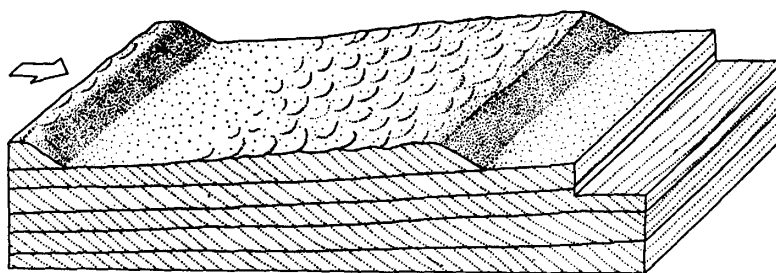
Ryc. 57. Migracja riplemarków w warunkach agradacji (z Gradziński et al. 1986)



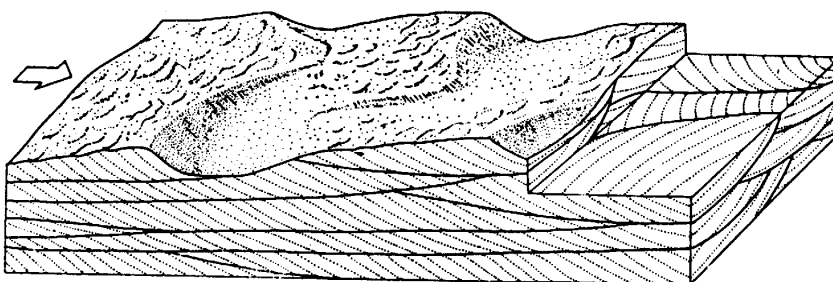
Ryc. 58. Główne typy struktur riplemarków wstępujących (z Gradziński et al. 1986)



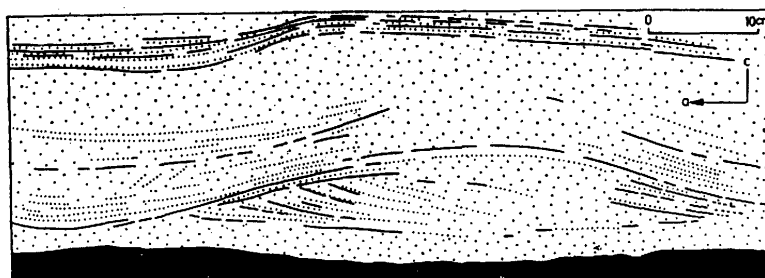
**Ryc. 59.** Wzory riplemarków wstępujących (z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 60.** Struktura osadu formowanego przez sedymentację na falach piaskowych (warstwowanie przekątne tabularne) (z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 61.** Struktura osadu formowanego przez sedymentację na diunach 3D (warstwowanie przekątne rynnowe) (z Gradziński et al. 1986)



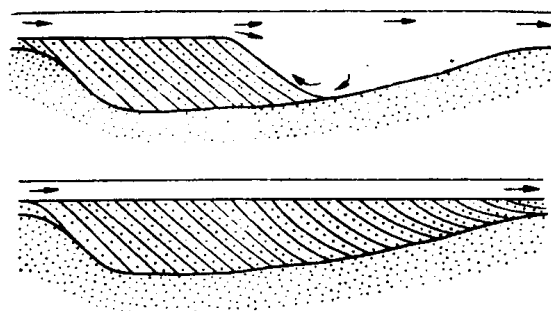
**Ryc. 62.** Struktura osadu deponowanego na antydiunach; z Gradziński et al. 1986)

Powierzchnie pokryte riplemarkami/falami piaskowymi - przenoszenie w zapis kopalny jedynie przy szybkim spowolnieniu/zaniku prądu (zasypanie osadem deponowanym bezpośrednio z zawiesiny).

### Morfologia powierzchni depozycyjnej a cechy osadu deponowanego z trakcji

Struktura osadu zależna od morfologii powierzchni depozycyjnej oraz reżimu przepływu:

- powierzchnia płaska → osad laminowany równolegle lub przekątnie – odpowiednio do reżimu przepływu, formowanie pokryw
- depozycja w zagłębieniu → osad laminowany przekątnie – zestaw izolowany, rynnowy (Ryc. 63),



Ryc. 63. Wpływ spłykania się zagłębienia dna na kształt zarysu lamin przekątnych w przekroju równoległym do kierunku przepływu prądu zasypującego zagłębienie (z Gradziński et al. 1975)

- depozycja za załomem, występem podłoża (za „przeszkodą”) produkuje klin osadu laminowanego przekątnie, maksymalna wysokość zestawu = wysokość występu, wyklinowywanie zaprądowe (**mikrodelty**).

### Kształtowanie ułożenia otoczków anizometrycznych przez prąd wodny

Wpływ sposobu transportu/sedymentacji na orientację ziarna różny, zależnie od kształtu, podrzędnie od innych parametrów morfologicznych ziarna.

Wyraźne zróżnicowanie orientacji jedynie w ziarnach o silnie anizometrycznych kształtach.

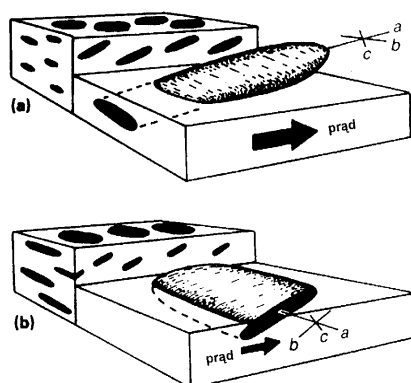
Ogólna tendencja: układanie powierzchnią największego przekroju równolegle lub z podprądowym zapadem do powierzchni depozycyjnej (**imbrykacja** tj. ułożenie dachówkowe) – wyraz preferowanego sposobu transportu i najbardziej stabilnego ułożenia na dnie.

Zróżnicowanie orientacji zależnie od sposobu transportu/depozycji, kształtu i wielkości ziarna:

1. Otoczki/okruchy anizometryczne, depozycja w górnym reżimie przepływu (transport przez wleczenie) → słaba imbrykacja podprądowa z osią najdłuższą ±podłużnie do kierunku transportu (depozycja z trakcji z zalewów warstwowych i prądów zawiesinowych) (Ryc. 64a).
2. Otoczki/okruchy dyskowate i elipsoidalne, depozycja w dolnym reżimie przepływu oraz pod wpływem falującej wody (transport przez toczenie) → wyraźna imbrykacja podprądowa z osią ‘a’ poprzecznie do kierunku transportu (osady rzeczne, litoralne i plażow; Ryc. 64b).
3. Anizometryczne elementy ziarnowe frakcji piaskowej i pyłowej, niezależnie od reżimu przepływu → ułożenie powierzchnią największego przekroju równolegle do powierzchni

depozycyjnej lub słaba imbrykacja podprądowa z osią najdłuższą  $\pm$ podłużnie do kierunku transportu.

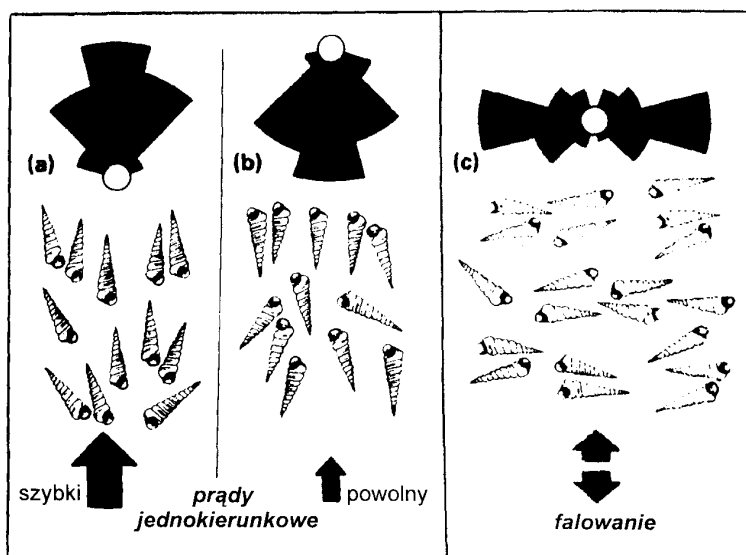
4. Anizometryczne elementy ziarnowe różnych frakcji, sedimentacja w wodzie stojącej  $\rightarrow$  ułożenie powierzchnią największego przekroju równoległe do powierzchni depozycyjnej, z osią najdłuższą o różnej orientacji.



**Ryc. 64.** Imbrykacja otoczków: (a) osie najdłuższe - a - równoległe do kierunku prądu; (b) osie najdłuższe prostopadłe do kierunku prądu (z Lindholm 1987)

### Ułożenie skamieniałości:

Duże zróżnicowanie zależnie od kształtu, sposobu i dynamiki transportu (uwaga na pozycję przyżyciową i zbioturbowanie osadu; Ryc. 65).



**Ryc. 65.** Sposoby ułożenia wydłużonych, stożkowych muszli na powierzchni warstwowania. Różne kierunków prądów wskazują kierunek ułożenia wierzchołków muszli (z Lindholm 1987)

### 1. Transport trakcyjny:

- muszle małżów – ułożenie stroną wypukłą ku górze (cecha typowa bruków muszlowych).
- stożkowe muszle ślimaków:
  - prąd szybki – ułożenie wydłużeniem równoległe do prądu, podstawą pod prąd,

- prąd słaby – ułożenie wydłużeniem równoległe do prądu, podstawą z prądem,
- falowanie – ułożenie wydłużeniem równoległe do fal.

2. Transport i depozycja z suspensji, muszle małżów – ułożenie stroną wypukłą w dół (typowa cecha muszlowców w dolnej części ławic osadów burzowych – tempestatów).

Orientacja ziaren ukształtowana procesami transportu/depozycji zachowuje się jedynie w osadach niezaburzonych postdepozycyjnie (m.in. niezbioturbowanych).

## **Sedymentacja z suspensji a sedymentacja w stagnującej wodzie**

Warunki sedymentacji z suspensji, bez wleczenia po dnie:

- frakcja iłowa po średnioziarnisty pył - sedymentacja w stagnującej wodzie (prędkość ruchu < 0,01 cm/s);
- frakcje grubsze – sedymentacja w wodzie stagnującej (np. materiału wytapianego z gór lodowych) oraz z wody w ruchu przy nagłym spadku prędkości poniżej możliwości transportu trakcyjnego. Ziarna układają się powierzchniami największego przekroju równoległe do powierzchni depozycyjnej lub z jej zapadem pod prąd.

### **Cechy osadów deponowanych z suspensji**

Iły po średnioziarniste pyły nielaminowane lub z laminami poziomymi o różnym składzie mineralnym, drapujące podłoże. Blaszkowy kształt minerałów iłowych oraz okresy zintensyfikowanego przepływu wody → układanie ziaren równoległe do powierzchni dna – łupliwość skały, równoległe do powierzchni depozycji. Laminacja w tych osadach jest efektem zmian rodzaju deponowanego materiału w czasie.

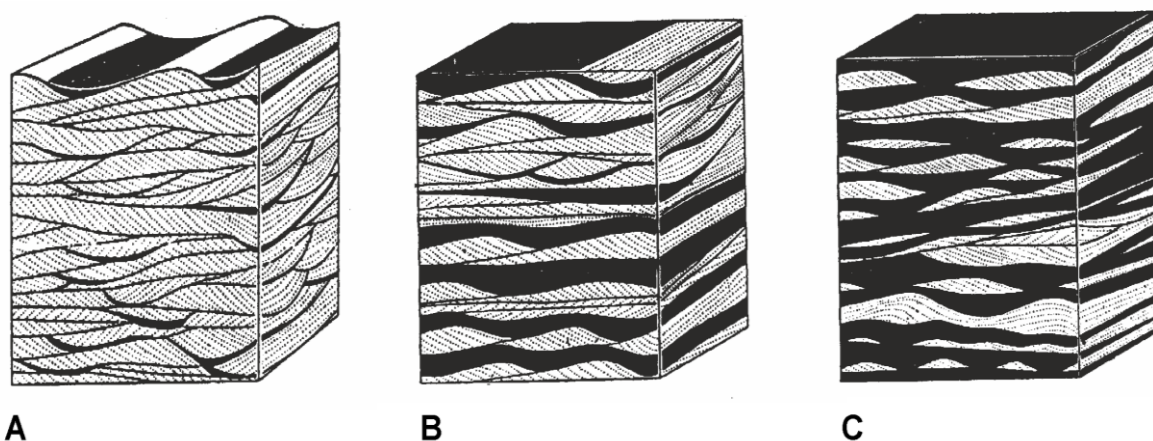
Sedymentacja odpowiadająca sedymentacji z suspensji dotyczy również osadzania materiału rodzącego się w słupie wody, szczególnie osadzania obumarłych organizmów i ich szczątków. Osady zbudowane w przewodzie z intrabasenowego materiału biogenicznego lub z materiału nieorganogenicznego, osadzone przez swobodne opadanie ze słupa wody, zawierającego <40% pylastego materiału terygenicznego to **osady pelagiczne (pelagity)**; tempo sedymentacji kilka – kilkadziesiąt mm/tys. lat). Osady swobodnego opadania ze słupa wody zbudowane z >40% pylastego materiału terygenicznego to osady hemipelagiczne (**hemipelagity**).

Otoczaki i większe elementy ziarniste osadzone przez swobodne opadanie w słupie wody wśród osadów drobnoziarnistych = **zrzutki** (ang. *dropstones*)

### **Cechy osadów deponowanych na przemian z suspensji i trakcji**

Przemiana depozycja z trakcji i suspensji (piasku i mułu), zależnie od proporcji prowadzi do powstawania osadu wykazującego warstwowanie smużyste, faliste lub soczewkowe (Ryc. 66).

Produktem sedymentacji z trakcji jest osad piaszczysty i pylasty, najczęściej o laminacji przekątnej w małej skali (uformowanej sedymentacją na małych ripplemarkach), rzadziej z laminacją równoległą płaską. Produktem sedymentacji z suspensji jest osad mułowy i iłowy nie wykazujący laminacji lub z niewyraźnym smugowaniem równoległym, nieraz lekko falistym.



**Ryc. 66.** Warstwowanie smużyste (A), faliste (B) i soczewkowe (C) (z Gradziński et al. 1986)

Zmiany sposobu akumulacji oraz wzmożona erozja zapisują się podziałem osadu na ciała różniące się pod względem składu petrograficznego, tekstury i struktury lub ciała ograniczone ostrymi powierzchniami (produkt erozji, nagła zmiana rodzaju deponowanego osadu). Ciała wyraźnie zindywidualizowane w przekroju pod względem wyrazistości lub genezy, o budowie warstwowej mają charakter **ławic**.

## Procesy sedymentacyjne kształtowane przez ruch falowy wody i ich zapis w osadzie

Falowanie wody = ruch wody przejawiający się na powierzchni wody jej rytmicznym odkształcaniem w pionie; falowanie wody wynika z orbitalnego ruchu cząstek wody wokół osi poziomej.

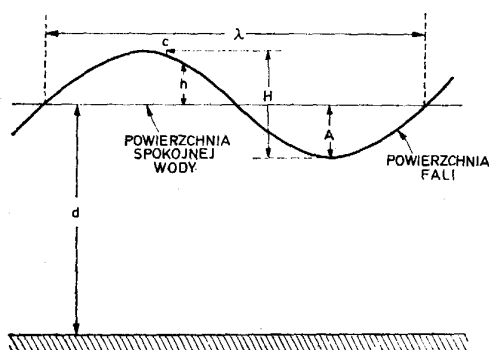
### Rodzaje ruchu falowego:

- falowanie powierzchniowe,
- falowanie wewnętrzne (na granicy warstw wody różniących się gęstością – na **pyknoklinie**)

### Rodzaje fal ze względu na przemieszczenia cząstek wody:

- **fale stacjonarne** – nie przemieszczające się w poziomie (sejsze – fale baryczne),
- **fale postępujące** – migrujące w poziomie.

### Parametry fali postępującej (Ryc. 67):



**Ryc. 67.** Parametry fali postępującej A – amplituda; d – głębokość zbiornika,  $\lambda$  – długość fali; H – wysokość fali

Okres fali (T) – czas między przejściem przezabrany punkt odniesienia dwóch punktów powierzchni fali w tej samej fazie.

Stromość fali =  $H/\lambda$ .

### Typy genetyczne fal:

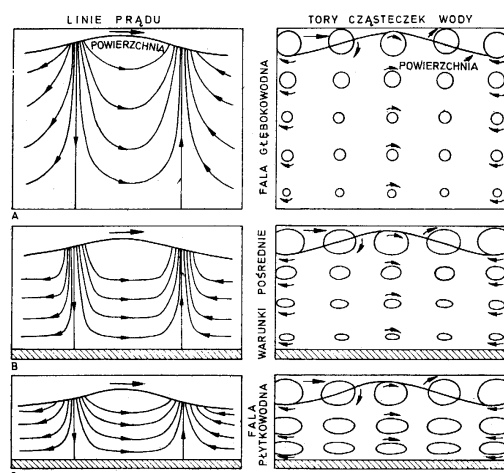
- **fale kapilarne** (pierwotne) – o okresach  $<0,1$  s, długość kilka cm, wys. kilka mm; generowane naporem wiatru o prędkości  $\sim 0,25$  m/s i kształtowane przez napięcie powierzchniowe wody.
- **fale grawitacyjne** = fale generowane przez:
  - silny wiatr = **fale wiatrowe**: okres 0,1 – 300 s,
  - przyciąganie Księżyca i Słońca = **plywy**: o okresach: 12 h 25 min = pływ pólodobowe, 24 h 50 min = pływ dobowe, 2 tygodnie, pół roku,
  - trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów = **fale tsunami**,
  - okresowe oscylacje akwenów zamkniętych = **sejsze**.

Fale grawitacyjne są kształtowane przez siły grawitacji, tarcie wewnętrzne płynu, siłę Coriolisa, a w wodach płytkich również tarcie o dno.

### Rodzaje fal generowanych przez wiatr:

- **fale wiatrowe s.s.** – generowane bezpośrednio przez wiatr,
- **fale rozkołysu** – rozchodzące się poza strefą wiania wiatru,
- **fale przyboju** – fale załamujące się przy brzegu zbiornika.

Sposób i intensywność ruchu cząstek falującej wody zależy od relacji długości fali ( $d$ ) do głębokości na jakiej w danym miejscu znajduje się dno zbiornika ( $\lambda$ ), a także od głębokości od powierzchni wody i sposobu generowania fal (Ryc. 68).



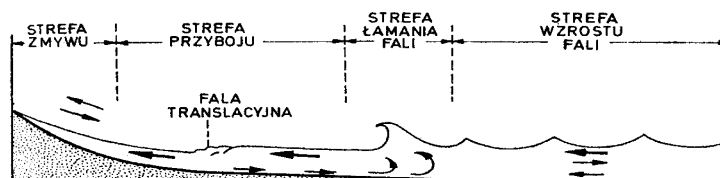
**Ryc. 68.** Linie prądu i tory cząstek wody dla wody głębokiej (A), warunków pośrednich (B) i wody płytkiej (C), (wg Allen 1970)

Na obszarach o głębokości  $>$  połowy długości fali cząstki falującej wody poruszają się po orbitach o osi +/-poziomej. Promień orbit zataczanych przez cząstki wody przy powierzchni jest równy amplitudzie fali i maleje wykładniczo z odległością od powierzchni wody (Ryc. 68A). Fale na takich obszarach nazywa się **falami głębokowodnymi**. Na głębokości  $d=1/2 \lambda$  promień orbit cząstek wody =  $1/40A$ . Głębokość ta nazywana jest **podstawą falowania**. Położenie podstawy falowania zmienia się stosownie do zmian falowania

Na obszarach o głębokości odpowiadającej 0,5 do 0,05 długości fali cząstki falującej wody poruszają się po orbitach eliptycznych, o stałym mimośrodku i osiach malejących z odległością od powierzchni (Ryc. 68B). Fale na takich obszarach nazywa się **falami pośrednimi**. Fale postępujące wkraczając w strefę spłykania ulegają transformacji: zmniejsza się ich długość ( $\lambda$ ), rośnie wysokość ( $H$ ), maleje prędkość ( $v = \lambda/T$ ), nie zmienia się okres ( $T$ ).

Na obszarach o głębokości mniejszej od 0,05 długości fali cząstki falującej wody poruszają się po orbitach eliptycznych o stałej osi wielkiej i malejącej z odległością od powierzchni wody osi małej; przy dnie panuje ruch oscylacyjny wody w poziomie; tam gdzie elipsy są otwarte występuje transport wody wzdłuż dna. Fale na takich obszarach nazywa się **falami płytkowodnymi**. W miejscu gdzie  $d/H=1,33$  następuje łamanie się fali (**strefa łamania fali**).

Strefy falowania zmieniającego się pod wpływem spływającego się dna zbiornika nazywa się **strefami transformacji fali**; Ryc. 69).



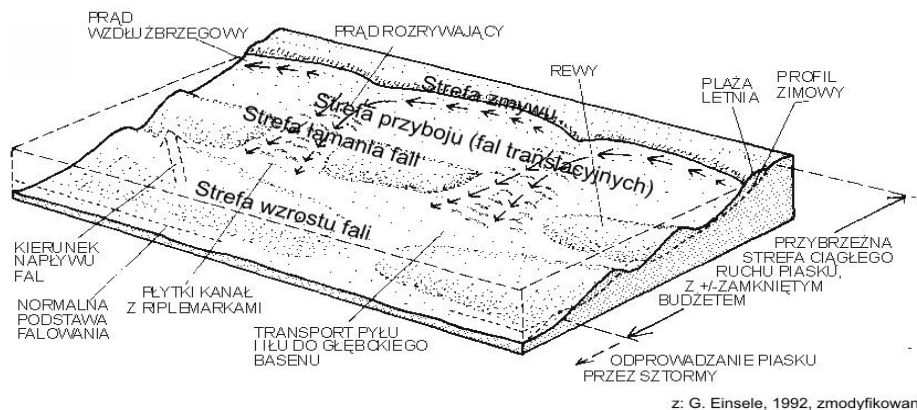
**Ryc. 69.** Strefy transformacji fali (według Ingle 1966 z Gradziński et al. 1986)

Występowanie i szerokość strefy przyboju zależą od nachylenia dna i fazy pływu. Strefy transformacji fali różnią się wypadkowym ruchem wody oraz sposobem kształtowania osadu (Ryc. 69 – 74).



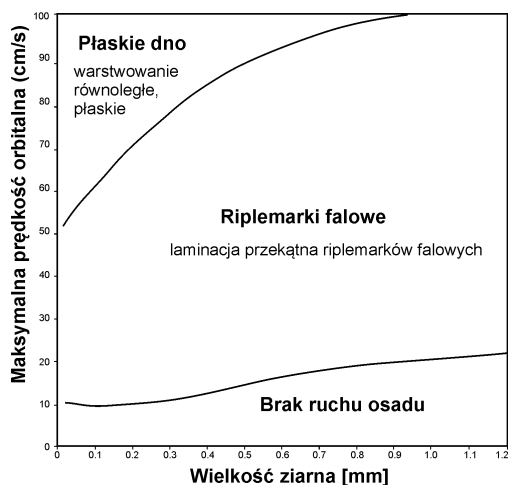
### Rodzaje ruchu wody i osadu kształtowane falowaniem:

- ruch oscylacyjny tam i z powrotem,
- wypadkowy, jednokierunkowy (otwarte tory orbit cząstek wody) do brzegu lub od brzegu,
- ruch liniowy, jednokierunkowy, wzdłuż brzegu (**prądy wzdłużbrzegowe**), w kierunku rozwarcia kąta między linią grzbietów fal i linią brzegu zbiornika,
- ruch liniowy odbrzegowy (**prądy powrotne, prądy rozrywające**), odprowadzający z brzegu, strefowo wody przynieszone falowaniem.



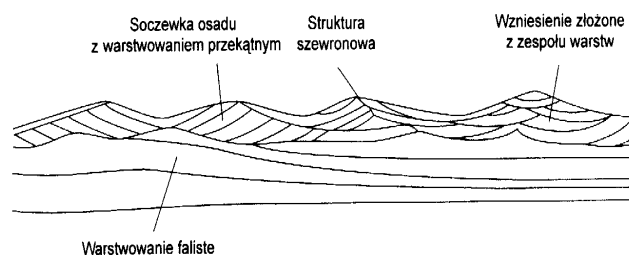
Ryc. 70. Strefy transformacji fal a wypadkowy ruch wody i jego oddziaływanie na osad (według Einsele 1992)

Oscylacyjny ruch wody przy dnie formuje riplemarki symetryczne (**riplemarki falowe**) lub płaskie dno (Ryc. 71, 72).



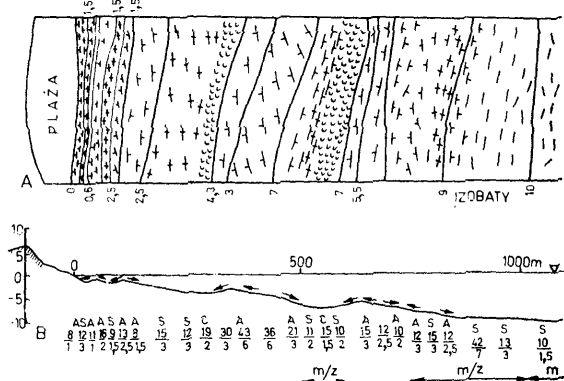
Ryc. 71. Kształtowanie dna przez falowanie wody zależnie od prędkości orbitalnej cząstek wody i wielkości ziarna (według Allen 1982)

W strefach z wypadkowym jednokierunkowym ruchem wody i osadu, tam gdzie tory orbit cząstek wody nie zamykają się, zależnie od intensywności ruchu formowane są riplemarki asymetryczne (**riplemarki falowo-prądowe**, ang. *combined flow ripples*) migrujące do brzegu i od brzegu lub płaskie dno (Ryc. 73, 74).

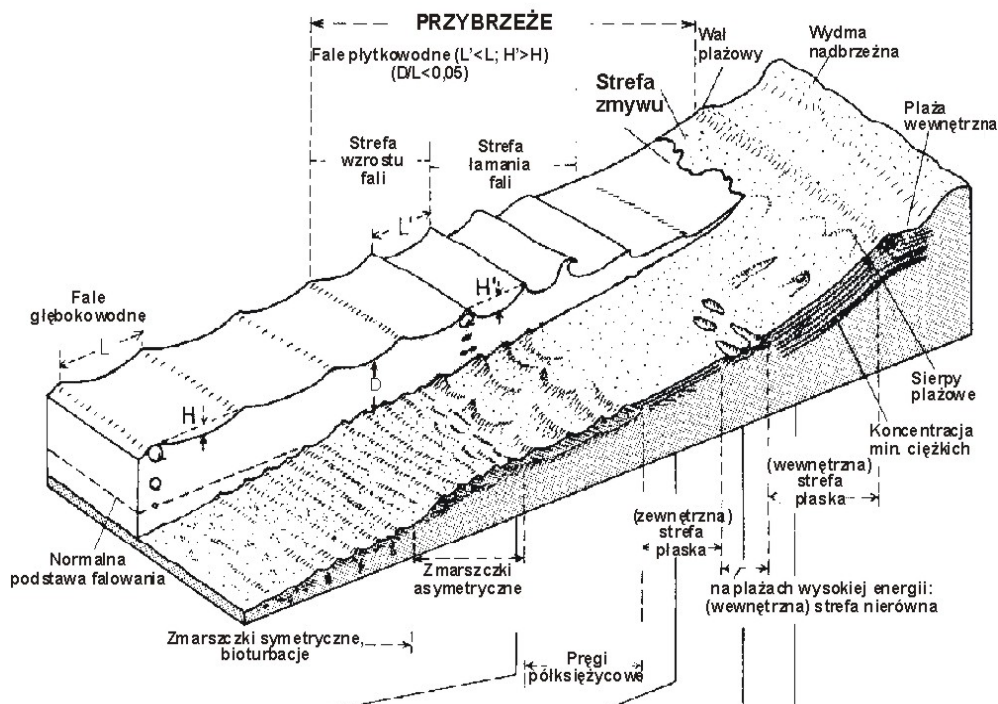


Ryc. 72. Struktura osadu tworzącego riplemarki falowe (z Allen 2001)

Na obszarach o umiarkowanym falowaniu i słabych prądach, w przybrzeżnych strefach mórz formowane są **rewy** (niewielkie wały piasku rozciągające się równoległe i ukośnie do brzegu). W strefach silnych prądów powrotnych, zależnie od ich prędkości, formowane są riplemarki asymetryczne (**riplemarki falowo-prądowe**), **plaskie dno** lub zachodzi **erozja dna**, **sierpy plażowe** Ryc. 74).



**Ryc. 73.** Formy dna i kierunki transportu osady w strefie przybrzeżnej morza (Litoralnej) na planie (A) i w przekroju (B) (wg Rudowski, 1970). A - asymetryczne, S - riplemarki symetryczne, C - riplemarki językowe, m/z - muł w bruzdach riplemarków, m - muł na dnie, 12/3 - rozstęp riplemarków



**Ryc. 74.** Formy dna na wybrzeżu bezbarierowym, zależnie od dynamiki wody: stan w warunkach intensywnego falowania (z Einsele 1992).

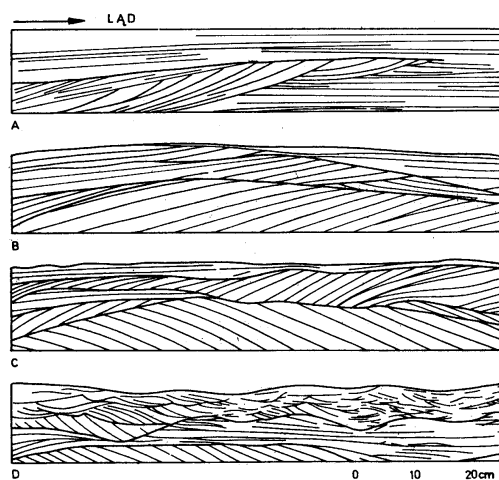
W strefach silnych prądów wzdłużbrzegowych mogą być formowane riplemarki asymetryczne (riplemarki prądowe), a w dłuższym okresie, przy dużej dostawie piasku formowane są **bariery piaszczyste** (mierzeje, lido), wyrastające ponad poziom morza.

**Riplemarki falowe** (riplemarki 'symetryczne'; Ryc. 72) = zazwyczaj prostolinijne, długie, często bifurkujące o zaokrąglonych grzbietach, ±symetryczne przekroje poprzeczne, wewnątrz laminacja przekątna szewronowa, t.j. obocznie sąsiadujące zestawy lamin zapadają w różnych kierunkach. Wysokości od ~1 cm do ~30 cm; często niewielka asymetria zwrócona do brzegu (Southard, 2006).

Z piasku drobnoziarnistego ( $\phi \sim 0,1$  mm), przy niewielkich prędkościach i okresach orbitalnego ruchu wody formowane są riplemarki symetryczne, prostogrzbietowe (2D; **riplemarki anorbitalne**), o wysokościach  $<1$  cm.

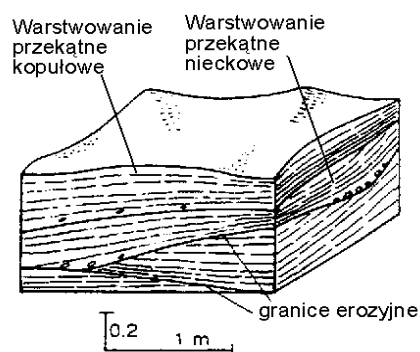
Przy większych prędkościach i okresach orbitalnego ruchu wody z piasku drobno-ziarnistego formowane są riplemarki symetryczne 3D, natomiast z piasku grubszy riplemarki 2D, o wysokościach do 25 cm. Odległości między tymi riplemarkami rosną ze wzrostem prędkości i okresu fali (**riplemarki orbitalne**).

**Riplemarki i diuny falowo-prądowe** to zazwyczaj prostolinijne, długie, o zaokrąglonych grzbietach, w przekroju poprzecznym wykazują asymetryczne profile, zbocza strome zapadają zgodnie z prądem. Od typowych prądowych różnią się często zaokrąglonym grzbietem, wypukłą stroną tak pod jak i zaprawową.



**Ryc. 75.** Struktury osadów litoralnych na wybrzeżach bezrewowych (według Clifton et al. 1971). A - zmywu, B - strefa przyboju, C - strefa wzrostu fali bliższa brzegu, D - strefa wzrostu fali część dalsza

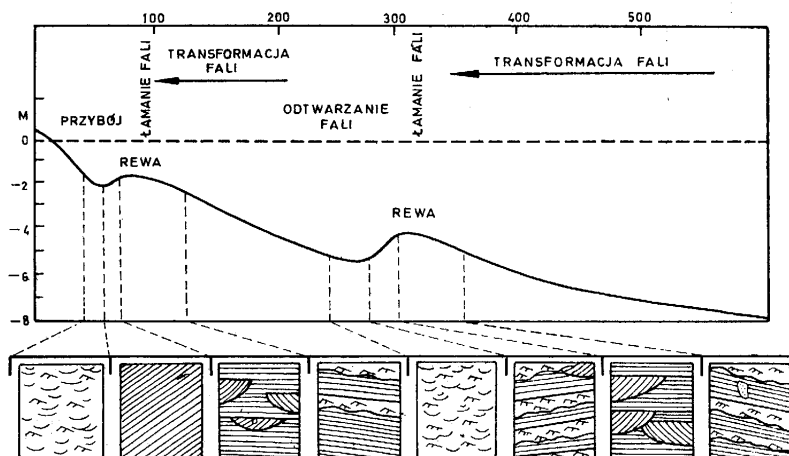
Z kopalnych osadów płytkomorskich znane są kopułowe formy dna porozdzielane nieckowatymi zagłębieniami, wykazujące warstwowanie przekątne składające się z pakietów lamin otulających rozcinane kopuły i sąsiadujące z nimi niecki. Warstwowanie zdominowane kopułowym kształtem lamin to **kopułowe warstwowanie przekątne** (ang. *hummocky cross-stratification*), zaś zdominowane nieckowym kształtem lamin to **nieckowe warstwowanie przekątne** (ang. *swaley cross-stratification*; Ryc. 76).



**Ryc. 76.** Warstwowanie przekątne kopułowe- nieckowe (wg Einsele 1992)

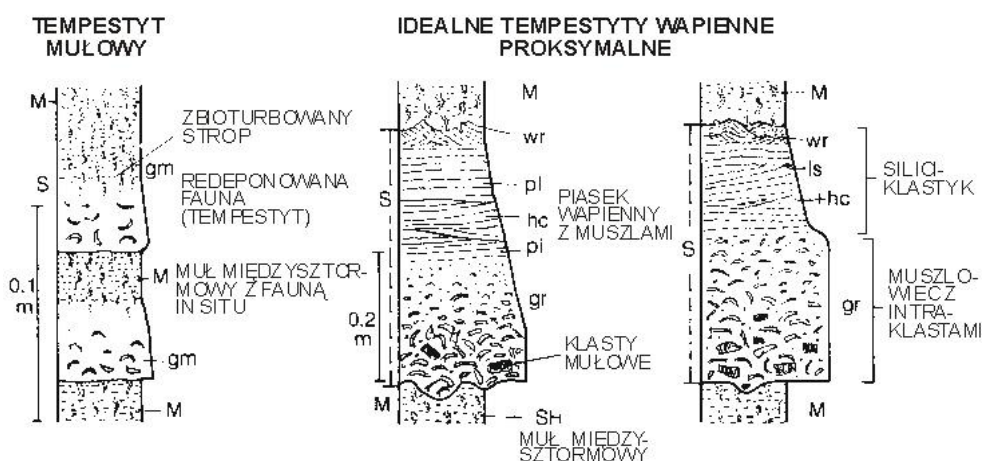
Kopułowe-nieckowe warstwowanie przekątne formowane jest poniżej normalnej i powyżej sztormowej podstawy falowania przez silny, sztormowy rozkołys wody, nie wiadomo czy dwu- czy wielokierunkowy. Warstwowanie kopułowe tworzy się nieco głębiej niż warstwowanie nieckowe (Dumas & Arnott, 2006).

Ogólnie, w przekroju pionowym osady kształtowane przez falowanie wody wykazują różnej skali i formy laminację i warstwowanie przekątne, warstwowanie równoległe (Ryc. 75–77), podrzędnie normalne uziarnienie frakcjonalne. Normalne uziarnienie frakcjonalne powstaje w efekcie osiadania zawiesiny formowanej głównie podczas sztormów.



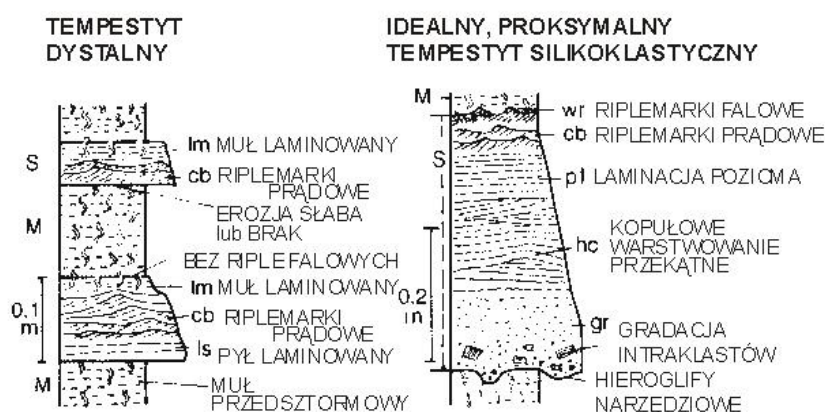
Ryc. 77. Struktury osadów litoralnych na wybrzeżach rewowych (wg Davidson-Arnott & Greenwood 1976).

W miarę słabnięcia falowania sztormowego uruchomiony materiał jest zrzucany począwszy od najgrubiejzarnistego po najdrobniejszy. Formowane są ławice o ostrym spągu, normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, któremu towarzyszy kopułowe lub nieckowe warstwowanie przekątne oraz laminacja riplemarków mieszanych – prądowo-falowych i falowych występujących w stropie warstwy piaszczystej. Strop warstwy piaszczystej jest ostry. Powyżej zalega muł posztormowy lub gruboziarnisty osad kolejnego sztormu. Ławice osadu o takim ukształtowaniu i genezie nazywane są **tempeptytami**. Tempeptyty wapienne różnią się od tempeptytów silikoklastycznych składem mineralnym i teksturowym, a w części również strukturami sedimentacyjnymi (Ryc. 78, 79).



Ryc. 78. Profile modelowe tempeptytów wapiennych (według Einsele 1992)

Zawiesina sztormowa może tworzyć prądy zawiesinowe, trudne do odróżnienia od prądów zawiesinowych o innej genezie, a zarazem może deponować osady nazywane ogólnie turbidytami lub zawiesinowcami.

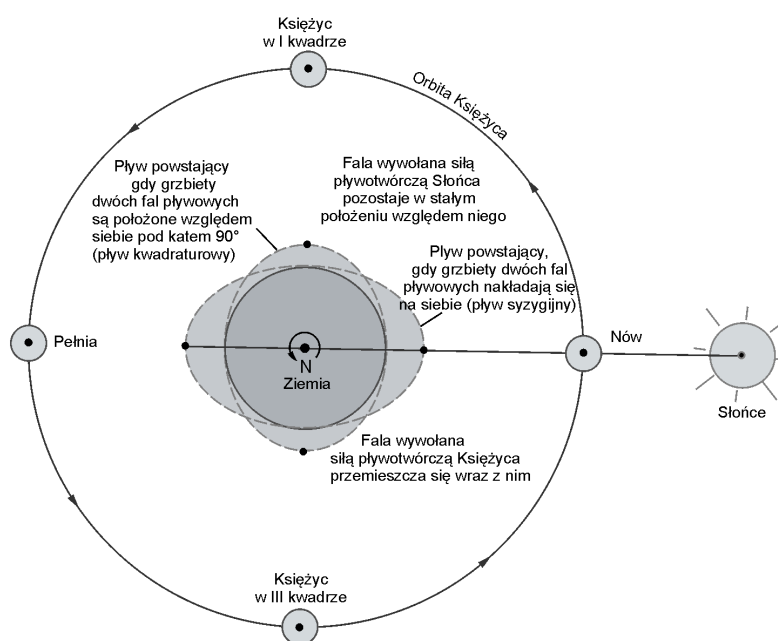


Ryc. 79. Profile modelowe tempestytyw silikoklastycznych (według Einsele 1992)

Nasilanie sztormu → przewaga transportu materiału od lądu; największe natężenie transportu w strefach prądów rozrywających.

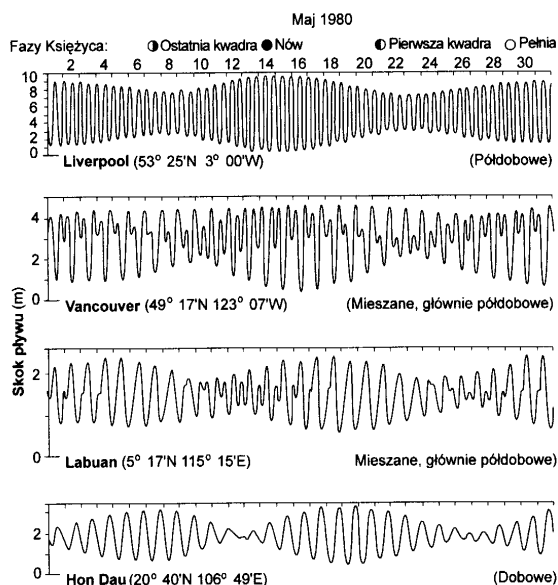
### Procesy sedymentacyjne kształtowane przez pływy i ich zapis w osadzie

Pływy = ruchy pionowe i poziome wody spowodowane przez grawitacyjne przyciąganie Księżyca i, w mniejszym stopniu, Słońca. Siła pływotwórcza w danym punkcie zależy od położenia na powierzchni Ziemi; jej wielkość zmienia się w wyniku cyklicznego ruchu obrotowego Ziemi oraz ustawienia względem Księżyca i Słońca. Pływy najsłabsze występują, gdy Księżyc jest w kwadrze (**plywy kwadraturowe**), zaś nasilniejsze przy nowiu i pełni (**plywy syzygijne**; Ryc. 80).



Ryc. 80. Zasadnicze uwarunkowania i zróżnicowanie skali pływów

Zapis pływów w danym punkcie jest wypadkową składowych harmoniczných, wśród których dominują częstotliwości półdobowe, dobowe i dwutygodniowe (Ryc. 81). Najwyższe pływy syzygijne i najniższe kwadraturowe występują podczas równonocy wiosennej i jesiennej.



**Ryc. 81.** Krzywe pływów w maju 1980 r. ukazujące częstotliwości półdobowe i dobowe (Admiralty Time Tables; Allen 2001)

Skala i przebieg pływów kształtowane również przez: głębokość i konfigurację dna basenów oceanicznych, siłę Coriolisa, tarcie wód o dno oraz napór wiatru na powierzchnię wód.

Amplituda i prędkość oceanicznych fal pływowych wzrastają po wkroczeniu pływu na szelf (efekt tarcia o dno). Amplituda pływów przy brzegu morza zależy głównie od wielkości i geometrii basenu i waha się od kilku cm (np. Bałtyk) do kilkunastu metrów (np. Zatoka Fundy w Kanadzie).

Siła Coriolisa oraz tarcie o dno i brzeg u czoła zatok powodują powstawanie **układów amfidromicznych**, tj. odrębnych układów pływowych, w których pływy krążą promieniście wokół punktu węzłowego (punktu amfidromicznego, punktu bezpływowego). Amplituda fali pływowej rośnie na zewnątrz od punktu węzłowego.

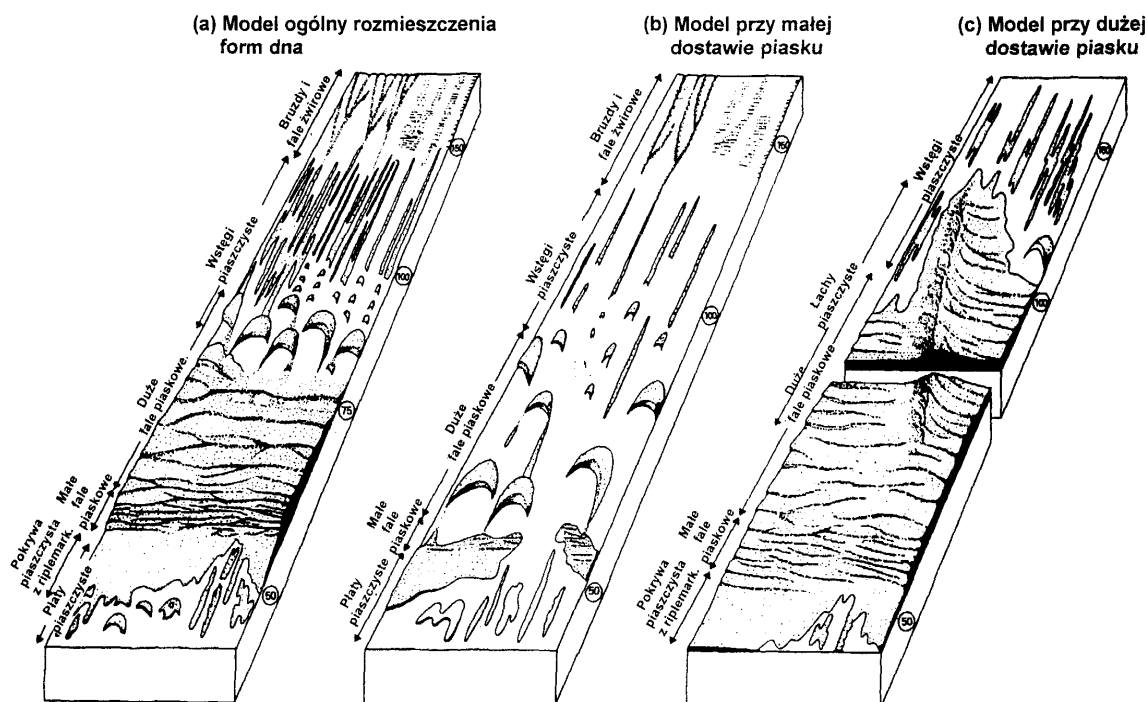
Prędkość prądu pływowego zależy głównie od amplitudy pływu i głębokości morza (np. dla pływu o amplitudzie 100 cm w morzu o głębokości 100 m prąd pływowy ma prędkość maksymalną 30 cm/s; na obszarach o głębokości 1000 m prędkość wynosi 10 cm/s) W strefach przybrzeżnych prądy pływowe osiągają prędkości > 500 cm/s.

Prądy pływowe kształtują osad tak jak inne prądy liniowe, zależnie od prędkości i granulometrii dostępnego materiału (tj. riplemarki małe i duże, płaskie dno, smugi prądowe), ze specyfiką polegającą występowaniu na przemian przepływów w przeciwnych kierunkach.

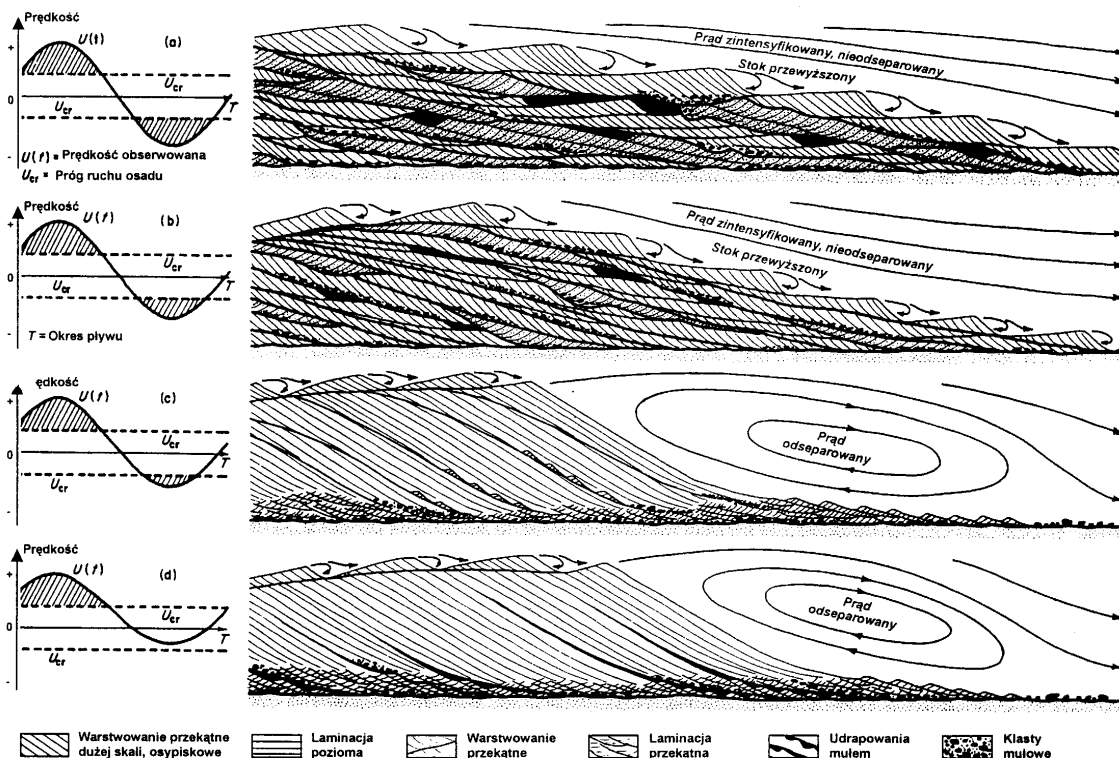
Charakter form długookresowego gromadzenia osadu przez prądy pływowe zależy od podaży materiału osadowego podlegającego przemieszczaniu oraz relacji prędkości prądu przyprywu do prądu odpływu (Ryc. 82, 83). Efektem długookresowego działania pływów są: bruzdy i fale żwirowe, wstęgi piaszczyste, grzbiety piaszczyste, łachy (ławice) piasku, piaszkowe fale pływowe oraz płaty piaszczyste.

**Bruzdy** rozwijają się w strefach gdzie występują pływy o prędkości >150 cm/s, ubogich w piasek; mają długość ~1 km - 150 km, szerokość ~30 m - 5 km, głębokość 1m.

**Fale żwirowe** występują w strefach tych samych co bruzdy, mają wysokość do 1 m i odległości między grzbietami ok. 10 m.



**Ryc. 82.** Formy osadu kształtowane długookresowo przez pływy i ich następstwo na pełnej trasie transportu osadu. Liczby oznaczają prędkości najsilniejszego, przypowierzchniowego prądu syzygiowego w cm/s (wg Belderson et al. 1982)



**Ryc. 83.** Modele struktury wewnętrznej pływowych fal piaskowych kontrolowanej relacją prędkości prądu przyprływu do prądu odpływu. W modelach pokazana jest część fali piaskowej zwrócona w kierunku dominującego prądu. W modelach a i b stoki fal oraz miąższości zestawów lamin formowanych w efekcie jednej fazy pływy są nieco przewyższone. Zestawy wstępującej laminacji przekątnej w modelach a i b są formowane kiedy na fali piaskowej tworzą się riplemarki prądowe małej skali. Riplemarki duże tworzą zestawy warstwowania przekątnego jodełkowego. Fale w modelach a i b mają charakter grzbietów wydłużonych zgodnie z kierunkiem prądów zaś w modelach c i d rozciągają się prostopadle do kierunku prądów (wg Allen 1984)



**Wstęgi piaszczyste** – prostolinijne lub sinusoidalne ciała piasku o stosunku grubości do szerokości  $>1:10$  oraz stosunku szerokości do długości  $>1:100$ . Są wielkoskalowym odpowiednikiem smug piaszczystych. Formowane są na szelfach ubogich w materiał ziarnisty. Rozciągają się równoległe do prądów pływowych. Osiągają długość do 15 km, szerokość do 200 m, grubość do 1 m. Mają złożoną budowę wewnętrzną.

**Pływowe fale piaskowe** (pływowe odsypy poprzeczne; ang. *tidal sandwaves*) mają różną budowę zewnętrzną i wewnętrzną zależnie od relacji prędkości (symetrii) prądu przyprywu do prądu odpływu (Ryc. 83).

Formy długookresowego kształtowania osadów przez pływy wykazują rozmieszczenie stosowne do dynamiki prądu na trasie pływu oraz do ilości piasku dostępnego do transportu (Ryc. 82).

Charakterystyczne struktury osadów kształtowanych przez pływy:

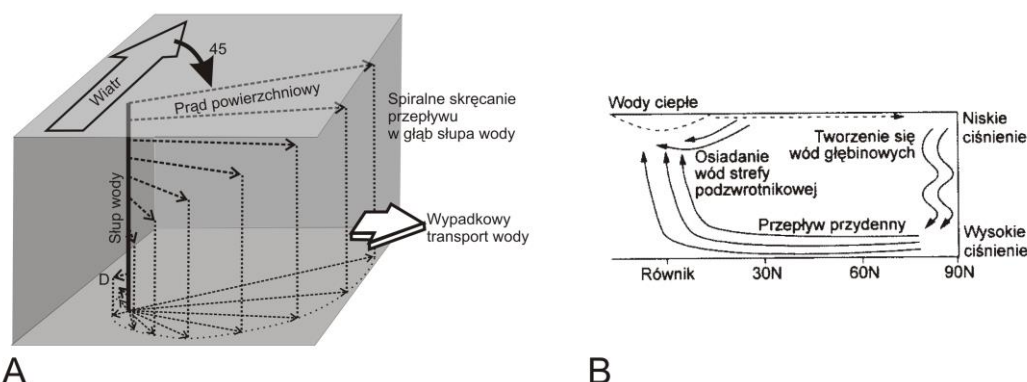
- warstwowanie smużyste (Ryc. 66A),
- warstwowanie faliste (Ryc. 66B),
- warstwowanie soczewkowe (Ryc. 66C),
- warstwowanie jodełkowe (Ryc. 83, model 1 i 2 od góry),
- warstwowanie przekątne wielkoskalowe, rytmiczne, z przewarstwieniami mułowymi (Ryc. 83 model 1 i 2 od dołu),
- podwójne laminy mułowe (grubsze laminy mułu przedzielone cienką laminą piasku).

## Procesy sedymentacyjne kształtowane przez prądy oceaniczne i ich zapis w osadzie

Rodzaje prądów zależnie od czynnika napędzającego (Ryc. 84):

- **prądy dryfowe** – napędzane przez wiatr,
- **prądy gradientowe** – napędzane przez różnice gęstości wody i ciśnień – prądy cyrkulacji termohalinowej

Prądy dryfowe = prądy przypowierzchniowe, sięgają w głąb w większości do ~200 m (w warstwie Ekmana).



**Ryc. 84.** Prądy morskie. A – prądy przypowierzchniowe (spirala Ekmana); B Prądy głębinowe i ich geneza

Prądy gradientowe to prądy na różnych głębokościach w słupie wody (m.in. prądy głębinowe). Prądy gradientowe płynące wzdłuż izobar (kierunek wypadkowy kierunku spadku ciśnienia, siły Coriolisa i tarcia wewnętrznego wody) nazywane są **prądami geostroficznymi**. Prądy gradientowe płynące po dnie (m.in. prądy głębinowe) to **prądy niegeostroficzne**.

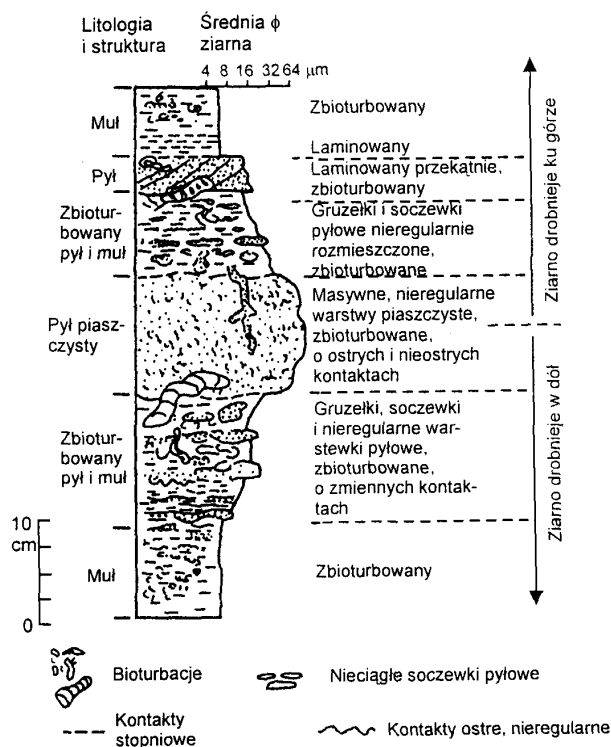


Na obszarach wzrostu ciśnienia lub gęstości wód następuje znoszenie wód z powierzchni w głąb (opadanie wody ciężkiej), nazywane **prądami zstępującymi**. Na obszarach rozbiegu prądów powierzchniowych, tam gdzie wody powierzchniowe płyną od brzegu morza (oceanu) tworzą się prądy wynoszące wodę z głębi na powierzchnię – **prądy wstępujące** (ang. *upwelling*; użyźniają wody przypowierzchniowe).

Siła Coriolisa powoduje odchylenie prądów w prawo na półkuli północnej, w lewo na półkuli południowej, intensyfikując je wzdłuż wybrzeży oceanów. Globalny rozkład ciśnień atmosfery kształtuje jej cyrkulację a zarazem cyrkulację wód powierzchniowych w oceanach (**stacjonarne wiry oceaniczne**, np. w N Atlantyku Prąd Zatokowy, Północnoatlantycki, Kanaryjski, Północnorównikowy).

Prądy oceaniczne nie sięgające dna morza wpływają na roznoszenie materiału w basenie oraz skład litologiczny, teksturę i strukturę osadu tła depozycyjnego, zależnie od zróżnicowania w czasie roznoszonego przez nie materiału. Materiał roznoszony przez prądy powierzchniowe oraz prądy w kolumnie wody jest osadzany suspensyjnie (**śnieg morski**) o ile nie jest przechwytywany przez przydenne prądy trakcyjne, np. prądy konturowe, które mogą osadzać go z trakcji. Sedymentacja śniegu morskiego to **sedymentacja normalna, sedymentacja tła**.

Prądy głębinowe mają średnią prędkość  $<2$  cm/s, prądy konturowe mogą osiągać 10-20 cm/s (mogą nieść piasek i frakcje drobniejsze). Są to prądy trakcyjne, semipermanentne, deponują materiał stosownie do dynamiki, zmieniającej się w czasie i na trasie, głównie depozycja mułu i piasku, w tym piasku biogenicznego; depozycja głównie w małych riplemarkach i na płaskim dnie.



Ryc. 85. Modelowy profil konturytów (według Stow *et al.* 1986)

Prądy głębinowe płynące wzdłuż konturów kontynentów (efekt spychania siłą Coriolisa) to **prądy konturowe**. Ich obecność w oceanach zaznacza się występowaniem warstwy mętnej wody (**warstwy nefeloidalnej**). Osady prądów konturowych to **konturyty** (Ryc. 85). Ich pro-fil pionowy jest zapisem czasowych zmian prędkości, energii prądu.



## Procesy erozji napędzanej ruchem wody i ich zapis w osadzie

### Podstawowe sposoby erozji:

- erozja poprzez oddziaływanie na osad wody,
- erozja poprzez oddziaływanie na osad przedmiotów niesionych przez wodę (korazja).

### Współczesne efekty erozji wodnej:

- różnej skali formy powierzchni terenu rozcinające podłoże,
- różnorodne drobne struktury rozcinające podłoże,

### Efekty erozji zapisane w osadzie (struktury erozyjne):

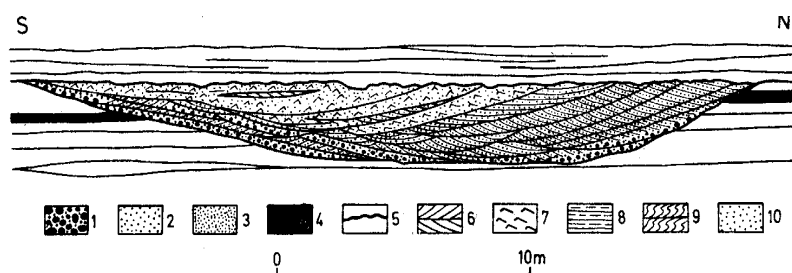
Powierzchnie ścinające osad, o deniwelacjach różnej skali oraz izolowane, na ogół negatywne formy ukształtowania powierzchni nieciągłości (uławicenia) w profilu.

### Skala deniwelacji wyłobień zależna od:

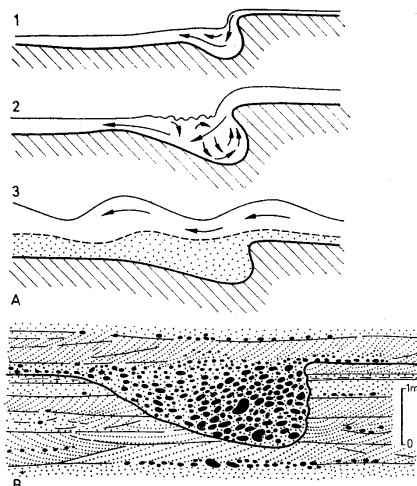
- podatności osadu na erozję,
- dynamiki procesu erozji,
- czasu trwania procesu erozji.

### Największej skali struktury erozyjne (Ryc. 86, 87):

- doliny/kanaty,
- rynny,
- kotły,
- niecki,
- rozmycia.



**Ryc. 86.** Poprzeczny przekrój przez kanał erozyjny (według Gradziński 1970). 1 – zlepieniec śródformacyjny, 2 – piaskowiec, 3 – mułowiec, 4 – ilowiec z konkrejami, 5 – powierzchnia erozyjna, 6 – warstwowanie przekątne o dużej skali, 7 – warstwowanie przekątne o małej skali, 8 – laminacja pozioma, 9 – zaburzone warstwowanie przekątne, 10 – piaskowiec masywny



**87.** Kotły wirowe. A – schemat powstania i zapełniania kotła wirowego według Simons et al., 1965; 1, 2 – erozja podczas niskich stanów wody, 3 – wypełnienie podczas przyboru, B – kopalny kocioł wirowy, formacja Nemeget, Mongolia (według Gradziński 1970), fragmenty mułowców pochodzenia lokalnego zaznaczono kolorem czarnym (z Gradziński et al. 1986)

### Czynniki kontrolujące morfologiczne zróżnicowanie struktur erozyjnych:

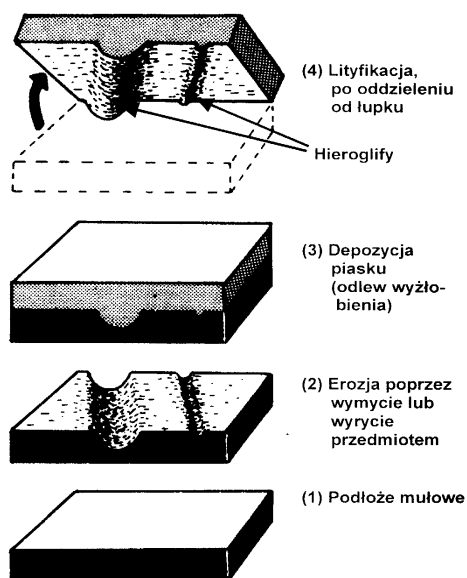
- sposób erozji,
- frakcja osadu erodowanego (kohezyjność).

### Kohezyjność osadu a struktury erozyjne:

- w osadach kohezyjnych – struktury erozyjne o rozmiarach od ułamka milimetra, często o misternie urzeźbionej powierzchni,
- w osadach niekohezyjnych - struktury o rozmiarach od paru milimetrów, o położej, wyrównanej powierzchni.

Cecha ogólna struktur erozyjnych: wydłużenie równoległe do kierunku naprężeń odpowiedzialnych za erozję (wskaźnik kierunku paleoprądów). Kopalne struktury erozyjne o małej skali w osadach mułowych i iłowych najlepiej wyrażone w odlewach na spągach ławic piaszczowców (**hieroglify**; Ryc. 88). Hieroglify nieorganogeniczne to **mechanoglify**.

W utworach kopalnych najbogatsze zespoły mechanoglify są znane z serii przekładających się warstw łupków i piaszczowców, szczególnie utworów fliszowych.



**Ryc. 88.** Kolejność procesów prowadzących do uformowania hieroglify

### Rodzaje drobnych struktur erozyjnych oraz erozyjno-deformacyjnych produkowanych przez "prądy" (w osadzie kohezyjnym; rodzaje śladów prądowych):

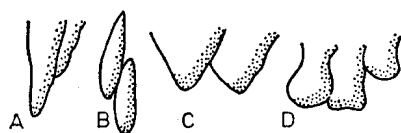
1. Struktury uformowane przez wiry (ślady prądowań; ang. *scour marks*; Ryc. 89 – 91, 93a),
2. Struktury uformowane przez oddziaływanie na podłoże przedmiotów niesionych przez prąd (ślady przedmiotów; ang. *tool marks*; Ryc.92, 94).

### Rodzaje śladów prądowań:

- jamki wirowe (językowe, wydłużone, stożkowe, brodawkowe; Ryc. 91),
- poprzeczne ślady rozmywań (Ryc. 91C),
- ślady opływania przeszkód (Ryc. 93),

### Rodzaje śladów przedmiotów

- ślady wleczenia,
- ślady uderzeń o dno,
- zadziory uderzeniowe,
- ślady poślizgów,
- ślady toczenia i przeskoków (Ryc. 92, 94).



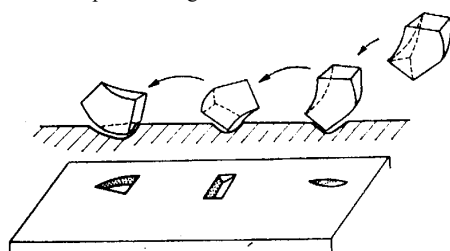
**Ryc. 89.** Typy jamek wirowych (według Dżułyński & Walton 1965).  
A – typ językowy, B – wydłużony symetryczny, C – stożkowy, D – brodawkowy



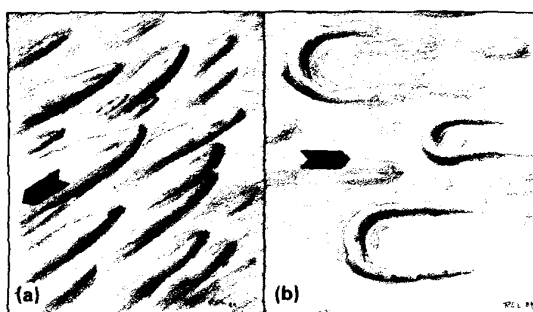
**Ryc. 90.** Zmiana ułożenia osi wiru pod wpływem ruchu poziomego w prądzie (według Dżułyński 1963)



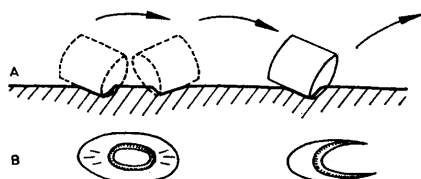
**Ryc. 91.** Ułożenie jamek wirowych (według Dżułyński 1963). A – podłużne, B – skośne, C – poprzeczne, D - naprzemianległe



**Ryc. 92.** Różne ślady przeskoków pozostawione przez jeden przedmiot (z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 93.** Odlewy jamek wirowych (a) i śladów opływania (b)



**Ryc. 94.** Ślady przeskoków wytworzone przed przedmiot walcowaty.  
A – kolejne fazy przeskoku, B – pozostawiony ślad (z Gradziński et al. 1986)



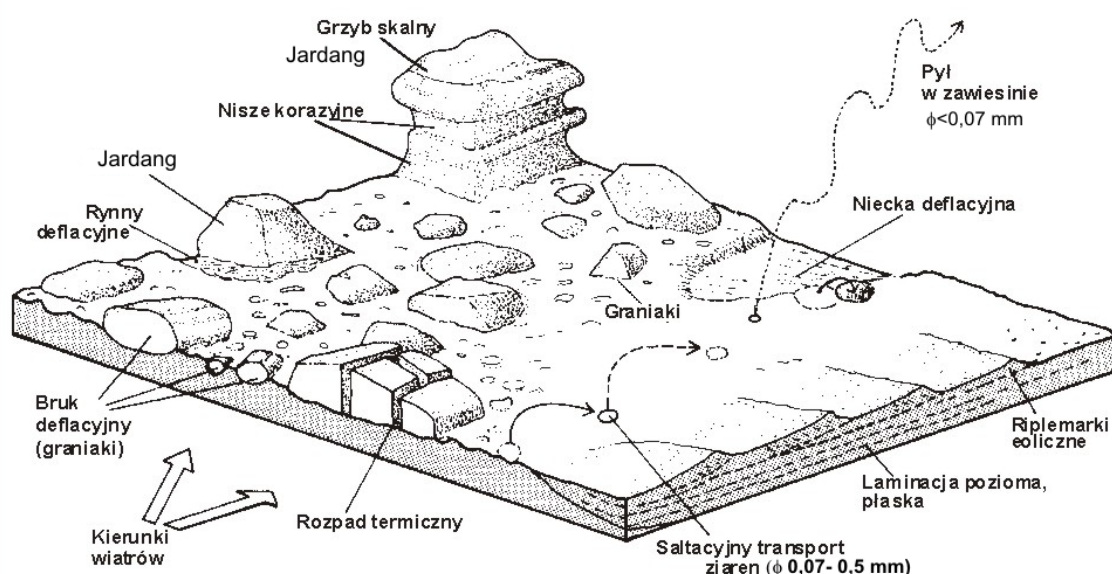
## EOLICZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH ZAPIS W OSADZIE (kształtowanie osadów przez wiatr)

### Transport eoliczny (Ryc. 95)

#### Uwarunkowania:

- siła wiatru,
- rodzaj podłoża,
- dostępność materiału podatnego na transport eoliczny.

Najgrubsze ziarna mineralne transportowane eolicznie większej ilości – ~4 mm (piroklasty do kilku cm)



Ryc. 95. Sposoby erozji eolicznej i transportu osadu przez wiatr (według Einsele 1992)

#### Sposoby uruchamiania ziaren:

- tarcie powietrza,
- napór powietrza,
- unoszenie wirów,
- uderzenia ziaren będących w ruchu.

#### Sposoby transportu:

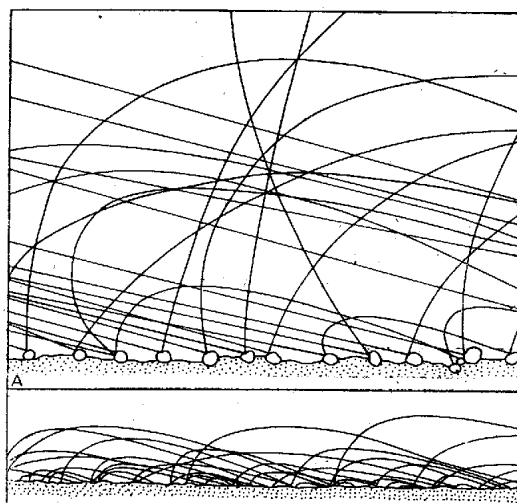
- frakcja >0,5 mm – pełznięcie powierzchniowe,
- frakcja 0,07–0,1 mm – saltacja zmodyfikowana,
- frakcja 0,02–0,07 – suspensja krótkookresowa, zasięg do kilkudziesięciu km,
- frakcja <0,02 – suspensja długookresowa, zasięg do kilku tysięcy km.

#### Cechy transportu trakcyjnego:

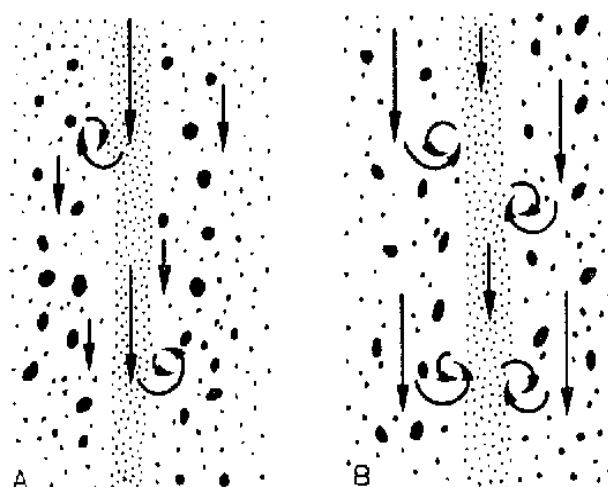
- pojedynczymi ziarnami – w strefach o niewielkiej ilości piasku;
- w przesłonie trakcyjnej – w strefach zasobnych we frakcję 0,2–0,5 mm;
  - przesłona trakcyjna* – warstwa poruszających się ziaren, grubość ~10 cm, 75% ziaren saltujących, 25% ziaren pełzających; napęd – napór wiatru na ziarna saltujące (uderzając poruszają ziarna o średnicy większej do 6x i do 200x większej masie).

### Cechy transportu saltacyjnego:

- napęd naporem wiatru;
- wysokość skoków zależnie od rodzaju podłoża (najwyższe nad litą skałą, zawsze wyższe niż w wodzie, patrz Ryc. 96, 97).



**Ryc. 96.** Tory ziaren w saltacji nad powierzchnią kamienistą (A) i piaszczystą (B); (z Gradziński *et al.* 1975)



**Ryc. 97.** Transport materiału nad powierzchnią kamienistą i piaszczystą; A – wiatr słaby; B – wiatr silny; (z Gradziński *et al.* 1975)

### Cechy transportu suspensyjnego:

- transport na wysokości do 5 km nad powierzchnią terenu - wywoływany przez wiatr i eksplozje wulkanów, zasięg do kilkudziesięciu km, zrzucanie ziaren drobniejących z odległością,
- transport na wysokości 10–15 km nad powierzchnią terenu, wywoływany bardzo silnymi eksplozjami, upadkami ciał kosmicznych. Jest to transport w prądach strumieniowych, napędzanych konwekcją termiczną; zasięg od kilku tysięcy kilometrów po wielokrotne okrążanie globu, o dużych prędkościach; np. wybuch Hekli w r. 1947 dostarczył popioł na teren Finlandii po 51 h, tzn. transport odbywał się z prędkością 75 km/h. Pyły wywiewane z Sahary docierają do Wysp Kanaryjskich i dalej na zachód, a także na teren Włoch.

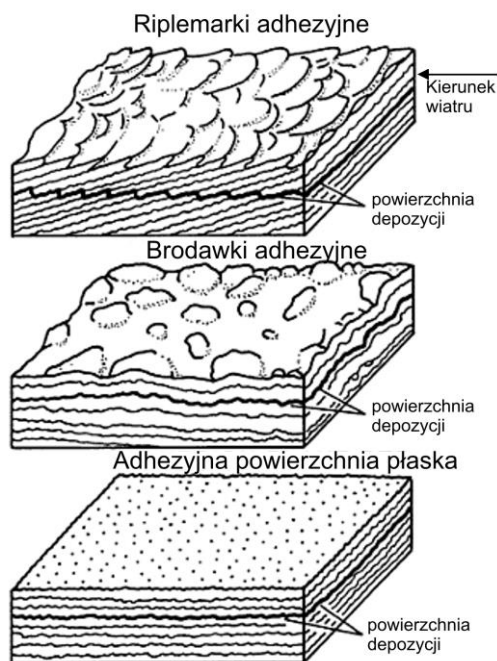


## Depozycja eoliczna: formy gromadzenia i cechy osadu

Formy gromadzenia osadu (Ryc. 98—101):

- Formy proste:
  - riplemarki (piaskowe, żwirowe, adhezyjne),
  - powierzchnie płaskie.
- Formy złożone:
  - wydmy,
  - pokrywy piaszczysto-żwirowe
- Formy wymuszone (zróżnicowanie zależne geometrii miejsca i przedmiotu wymuszającego, tj. obniżenia lub wyniesienia terenu, roślin, głazów, wilgoci; tworzą po stronie zawietrznej stożkowate nasypy).

**Riplemarki piaskowe** (balistyczne) są to formy zbudowane głównie z ziaren 0,125-0,5 mm, asymetryczne zaprawowo, o grzbietach prostych – lekko krętych, bifurkujących, wys. <1 cm, rosących ze wzrostem udziału ziaren piasku grubego, rozstęp <20 cm. Na ogół nie wykazują struktur wewnątrz, w części grzbietowej występują ziarna grubsze.



Ryc. 98. Struktury piasku eolicznego kształtowane przez adhezję (wg Kocurek & Fielder, 1982)

Efektom wstępowania na siebie piaskowych riplemarków eolicznych jest piasek laminowany +/-poziomo (Ryc. 95), o ziarnie grubiejącym ku górze lamin. Według Goździka (1978) oraz Zielińskiego i Issmer (2008) piasek drobno i średnioziarnisty może tworzyć megariplemarki, o wysokości do 1 m, wykazujące laminację przekątną. Według Bagnolda (1941) megariplemarki eoliczne tworzą się wyłącznie z piasków o bimodalnym składzie granulometrycznym, zawierających frakcję piasku gruboziarnistego i granule (frakcję transportowaną przez pełznięcie powierzchniowe). Ze względu na domieszkę granule megariplemarki eoliczne nazywa się **riplemarkami żwirowymi**. Są to formy o wysokości kilka cm – kilka dcm, o rozstępie <2 m, grzbietach prostych, z osadem wewnątrz laminowanym przekątnie, z koncentracją ziaren grubych w grzbietach.

**Riplemarki adhezyjne** to formy o wysokości do kilku cm, stoku podwietrznym gładszym, stromszym, zawietrznym pokrytym guzkami (brodawki adhezyjne), osad wewnątrz laminowany przekątnie, faliście; tworzą się przy nawiewie piasku na wilgotne podłoże.

Powierzchnia płaska przy transporcie eolicznym tworzy się:

- przy prędkościach bliskich progu ruchu i braku saltacji,
- przy prędkościach wysokich, powodujących rozwiewanie riplemarków (por. formowanie górnego płaskiego dna przy transporcie wodnym; prędkość wiatru >70 cm/s),
- w strefach zdominowanych frakcją transportowaną pełnięciem powierzchniowym (niemożliwiającą tworzenie riplemarków),
- na powierzchniach wilgotnych, przy osiadaniu materiału z suspensji (Ryc. 98).

Osady akumulowane na powierzchni płaskiej cechują się warstwowaniem równoległym.

**Wydmy:** nasypy piasku o różnych kształtach, rozmiarach, budowie wewnętrznej i tempie migracji, największe, pokryte mniejszymi wydmami = *draasy* (wysokość do 300 m; Ryc. 99)

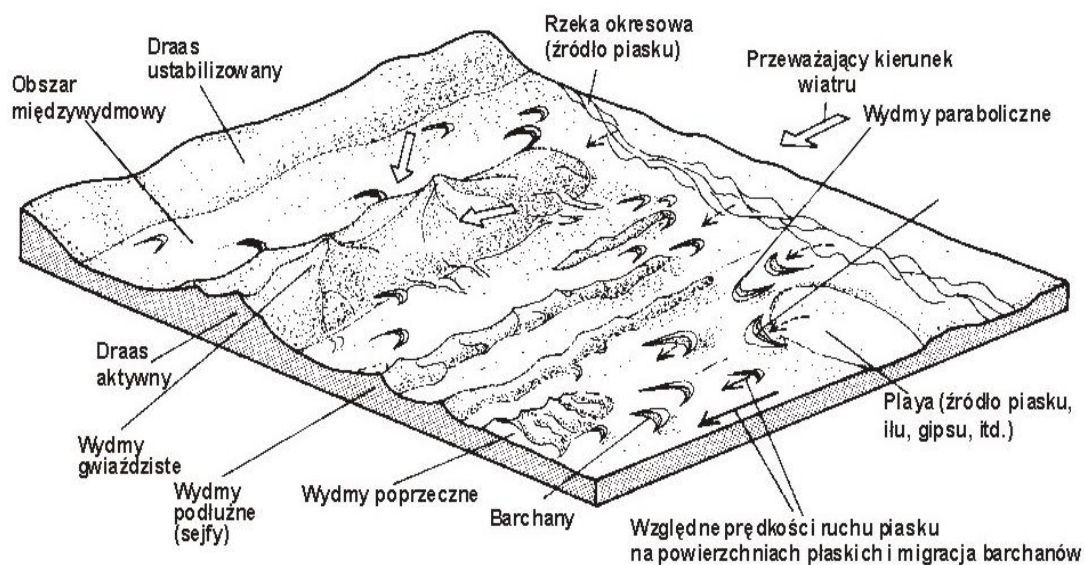
Obszary o miększej pokrywie piasku, pokryte wydmami = *ergi* (morza piasku)

Zróznicowanie wydm pod względem kształtu i ułożenia względem wiatrów:

- *poprzeczne* (wydłużone prostopadle do kierunku wiatrów):
  - *proste* (prostogrzebniowe),
  - *paraboliczne* (wygięte pod wiatr, podłoże wilgotne, miększa pokrywa piasku w podłożu),
  - *barchany* (wygięte z wiatrem, na obszarach ubogich w piasek, suchych),
- *podłużne* (wydłużone zgodnie z kierunkiem wiatrów; *seify*: prosto-, krętozrzebniowe, dominują na ergach),
- *złożone* (o różnym kształcie – skupiska wydm mniejszych, np. wydmy gwiazdziste; draasy).

Budowa wewnętrzna wydm jest zazwyczaj złożona (wielkoskalowe zestawy lamin przekątnych jednostronnie stycznych – tangencjalnych, nieraz diagonalnych oraz lamin poziomych). Wydmy poprzeczne wykazują wielkoskalowe warstwowania przekątne, tangencjalne, nieraz diagonalne, zapadające w  $\pm$  jednym kierunku (Ryc. 100).

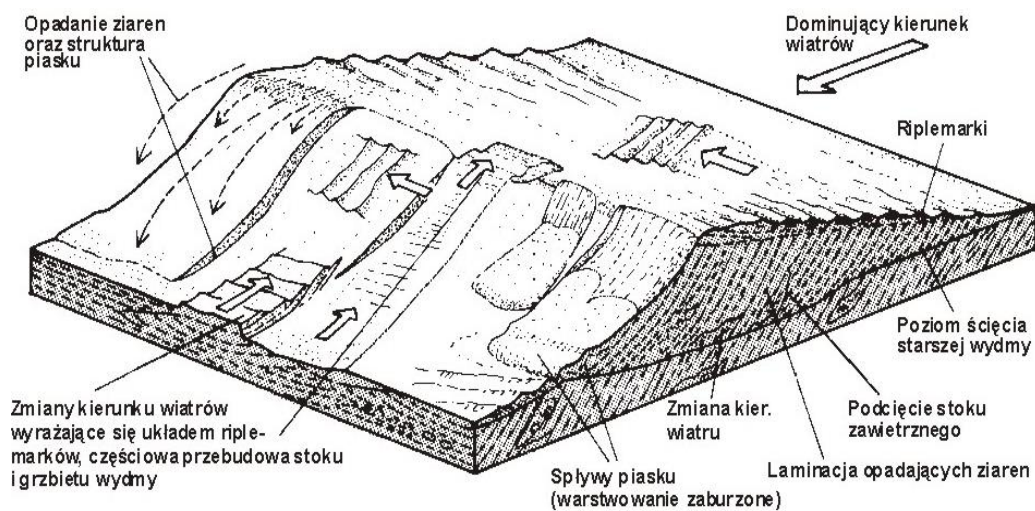
Wydmy podłużne wykazują wielkoskalowe warstwowania przekątne, tangencjalne, nieraz diagonalne z dwoma kierunkami zapadu, skierowanymi przeciwne strony (Ryc. 101).



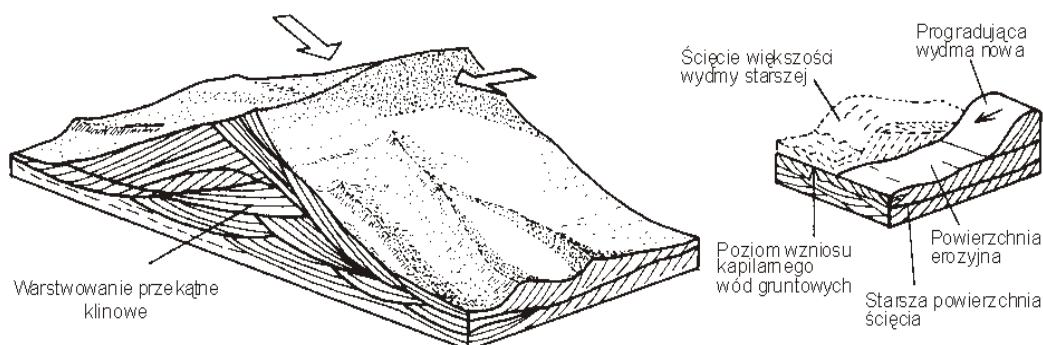
**Ryc. 99.** Główne rodzaje wydm w odniesieniu do przeważającego kierunku wiatrów. Od prawej do lewej wzrost dostawy i tempa akumulacji piasku oraz prędkości migracji wydm (według Einsele 1992)

#### Tempo migracji form eolicznych:

- riplemarki – kilka mm/min.,
- wydmy małe – kilka–kilkadziesiąt m/rok,
- draasy – kilka–kilkadziesiąt cm/rok.



**Ryc. 100.** Duża wydma poprzeczna z jednokierunkową laminacją przekątną, z nałożonymi riplemarkami formowanymi przez wiatry wiejące z różnych kierunków (według Einsele 1992)



**Ryc. 101.** Przekrój poprzeczny przez hipotetyczną wydnę podłużną oraz wpływ położenia poziomu wzniosu kapilarnego na głębokość ścinania wydmy starszej (według Einsele 1992)

**Pokrywy piasku** to płaskie – lekko faliste powierzchnie wysłane piaskiem z ziarnami za dużymi do transportu saltacyjnego lub z cienką warstwą piasku uformowanego w riplemarce. Pokrywy piasku stanowią ~40% powierzchni sedymentacji eolicznej. Największa na Ziemi pokrywa Selima (Egipt S, Sudan N) ma powierzchnię 60 tys km<sup>2</sup>. Osady pokryw piasku cechują się warstwowaniem równoległym.

Osady suspensji eolicznej tworzą pokrywy o różnej miąższości i kształcie, zależnie od rzeźby terenu i kierunku dominujących wiatrów. Mięższe osady suspensji eolicznej – **lessy** (pokrywy lessowe). Są to na ogół osady masywne, nielaminowane. Mogą w nich występować przewarstwienia osadów grubiej ziarnistych, namytych przez wodę, poziomy glebowe oraz poziomy z konkrejami węglanowymi (kukielki lessowe).

## GLACJALNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH ZAPIS W OSADZIE

Lodowiec - wielkie masy lodu utworzone głównie na lądzie w efekcie kompaktacji i rekrytalizacji śniegu, na obszarach gdzie akumulacja śniegu przekracza jego topnienie, spływające pod własnym ciężarem po stokach (**lodowce górskie**) albo rozplływające się na boki od punktu centralnego (**lodowce kontynentalne, lodowce szelfowe**).

Podstawowe sposoby ruchu lodowca:

- płynięcie plastyczne (odkształcanie i przemieszczenie kryształów względem siebie),
- poślizgi na powierzchniach ścinania,
- ślizganie po podłożu (ułatwione gdy występuje warstwa regelacyjna).

Typy lodowców w zależności od rodzaju podstawy:

- **lodowce o podstawie suchej** (z lodem przymarzniętym do podłoża; **lodowce zimne**),
- **lodowce o podstawie mokrej** (z warstwą regelacyjną u podstawy; **lodowce ciepłe**).

Sposoby pobierania materiału osadowego przez lodowiec:

- erozja podłoża (egzaracja lodowcowa),
- dostawa grawitacyjna ze stoków otaczających lodowiec,
- namywanie, nawiewanie z otoczenia.

Rodzaje erozji lodowcowej:

- detrakcja (wrywanie z podłoża),
- abrazja (ścieranie, kruszenie podłoża).

Sposoby transportu materiału osadowego:

- subglacjalny (u podstawy lodowca),
- englacialny (wewnątrz lodowca),
- supraglacjalny (na powierzchni lodowca).

Cechy charakterystyczne transportu glacialnego:

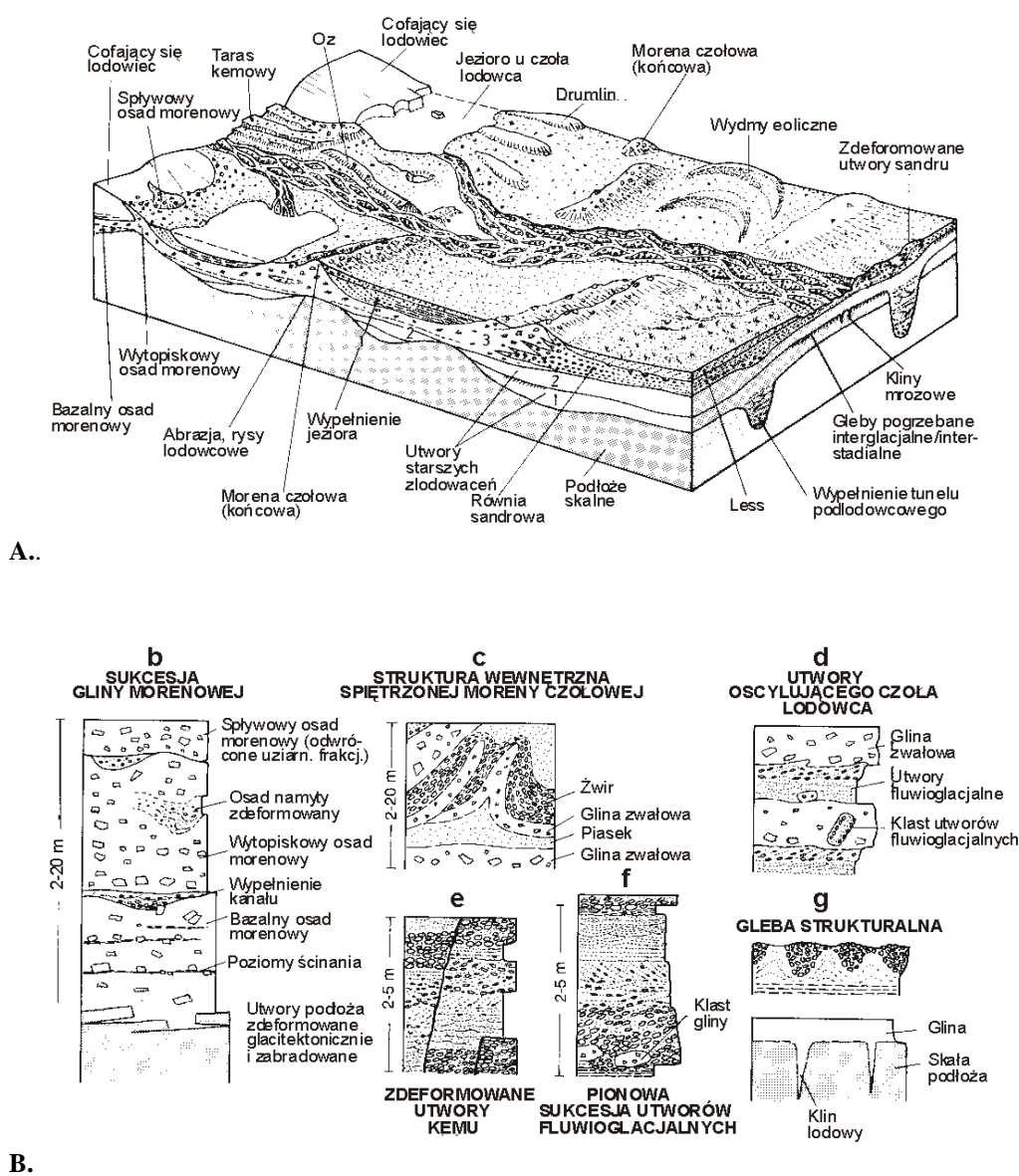
- skrajna różnorodność granulometryczna niesionego materiału;
- nierównomierne rozmieszczenie materiału w przekroju pionowym lodowca:
  - lodowce zimne: u podstawy cienka warstwa wzbogacona w materiał klastyczny lub jej brak (lodowce Antarktydy),
  - lodowce ciepłe: u podstawy miększa warstwa (kilkanaście – kilkadziesiąt metrów) bogata w materiał klastyczny,
  - lodowce dolinne: intensywny transport wzdłuż brzegów lodowca oraz wzdłuż linii połączenia jeziorów (linii konfluencji),
- różna ilość niesionego materiału okruchowego:
  - lodowce ubogie w materiał okruchowy,
  - lodowce bogate w materiał okruchowy (lodowce gruzowe).

**Sedymentacja glacialna** (Ryc. 102, 103)

Sposoby sedymentacji (uwalniania) z lodu (wytapianie):

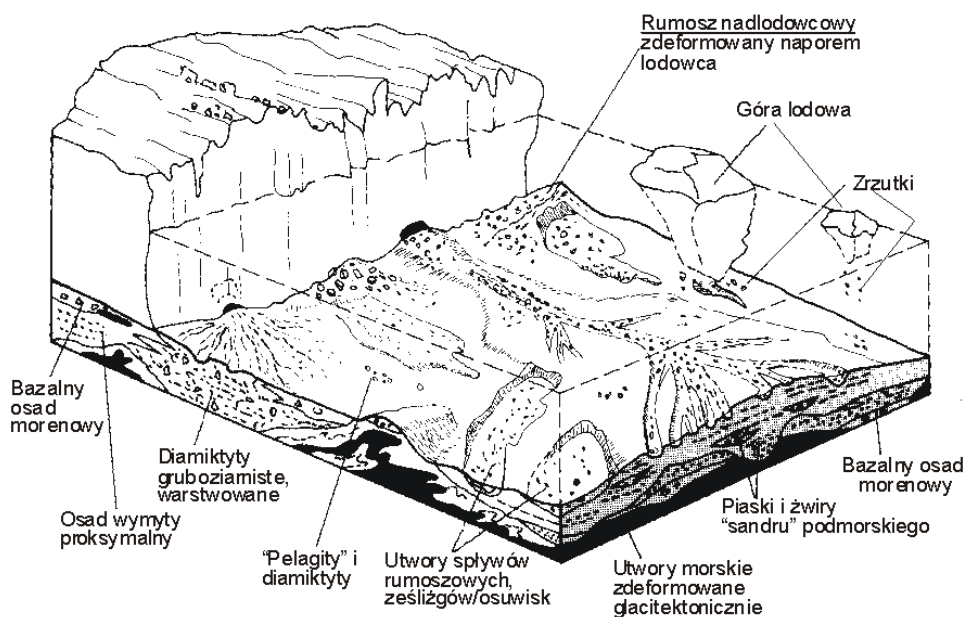
- 1) sedymentacja pod lodowcem (**sedymentacja subglacjalna**),
- 2) sedymentacja na powierzchni lodowca (**sedymentacja supraglacjalna; wytapianie, ablacja**),
- 3) sedymentacja u czoła, na obrzeżach lodowca,
- 4) sedymentacja pod górami lodowymi.

- Ad.1. Osad silnie skompakcjonowany, klasty wykazują uporządkowaną orientację, zimbrykowane, nieraz stromo, wewnątrz osadu występują struktury ze ścinania; osad stanowiący **morenę denną**; tzw. **bazalny osad morenowy**.
- Ad. 2. Osad przerabiany przez ruchy masowe i przemywanie wodą roztopową (**morena powierzchniowa i morena wewnętrzna; spływowy i wytopiskowy osad morenowy**).
- Ad. 3. Osad z podstawy, wnętrza i powierzchni lodowca – **morena czołowa, morena boczna**; osad przerabiany przez ruchy masowe z dużym udziałem deformacji przez napierający lód; depozycja subaeralna lub subakwalna – w jeziorach, morzu.
- Ad. 4. Osad wytapiany z gór lodowych - sedimentacja przez opadanie w słupie wody wytapianych ziaren/klastów; osad masywny do wykazującego normalne uziarnienie frakcjonalne, w różnym stopniu wymieszany i zazębiający się z osadem produkowanym w morzu).

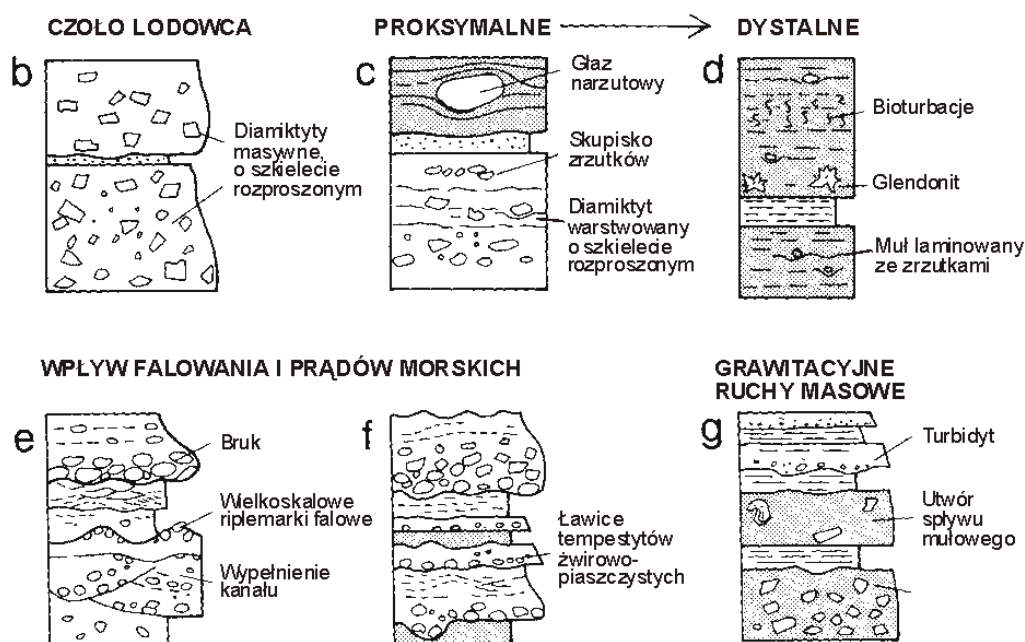


**Ryc. 102.** Procesy sedymentacyjne związane z lodowcami kontynentalnymi i ich produkty (według Einsele 1992). **A** – Procesy sedymentacyjne i formy akumulacji osadu u czoła wycofującego się lodowca; **B** - Osady podlodowcowe wytopiskowe i wodnolodowcowe





A.



B.

**Ryc. 103.** Procesy sedymentacyjne związane z lodowcami szelfowymi i ich produkty (według Einsele 1992). **A** – Procesy sedymentacyjne i formy akumulacji osadu u czoła wycofującego się lodowca; **B** - Osady czoła i przedpola lodowca

Osady wytopiskowe często zawierają struktury deformacyjne – efekt przebudowy podłoża w trakcie topnienia lodu; ustępowania zmarzłoci); częste są przewarstwienia osadu przerobionego przez wodę wytopiskową (procesy fluwioglacjalne).





## GRAWITACYJNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH ZAPIS W OSADZIE

Grawitacyjne procesy sedymentacyjne = procesy sedymentacyjne kształtowane przez ciężar materiału osadowego i zawartych w nim płynów. Są to procesy zachodzące tak w warunkach napowietrznych jak i w wodzie.

Grawitacyjne procesy sedymentacyjne podwodne różnią się od napowietrznych tym, że przemieszczany materiał jest zawsze wymieszany z wodą. Wymieszanie z wodą znacząco wpływa na własności reologiczne spływów i charakter ich osadów.

### Warunki sprzyjające uruchamianiu materiału:

strome, szybko zasypywane osadem stoki, wysoka aktywność tektoniczna obszaru.

### Czynniki inicjujące uruchomienie materiału:

- podcięcie stoku,
- przeciążenie stoku przyrastającym osadem,
- trzęsienia ziemi (m.in. wywołane wybuchami wulkanów),
- spontaniczne upłynnienie osadu na stoku.

### Podstawowe rodzaje transportu:

- obrywy i staczanie,
- ześlizgi (osuwiska zwarte),
- osuwiska (osuwiska detrytyczne)/spływanie
- spływy masowe (grawitacyjne spływy osadu = przemieszczenia mas materiału osadowego oraz mieszanin materiału osadowego i wody o własnościach plastycznych do płynnych).

### Obszary głównej akumulacji osadów:

podnóża stoków (stopniowy spadek udziału z oddalaniem od stoku, zróżnicowanie utworów z odległością od stoku: proksymalne, dystalne).

### Formy akumulacji osadów:

klinokształtne „nasypy” (kołnierze - fartuchy) i stożki u podnóża stoków.

## GRAWITACYJNE PROCESY SEDYMENTACYJNE PODWODNE

**Obrywy** – przemieszczenia mas skalnych oderwanych od podłoża (w końcowym etapie przemieszczanie staczaniem, ześlizg, osuwanie i/lub spływ).

### **Utwory** (akumulacja u podnóża skarp):

- izolowane ciała skalne o różnych rozmiarach (>1 m - *olistolity*), różnym ułożeniu w stosunku do utworów otaczających,
- soczewki brekcji o chaotycznej strukturze. Bloki o rozmiarach powyżej kilkudziesięciu centymetrów mają tendencję do występowania na zewnętrznym obrzeżeniu brekcji.

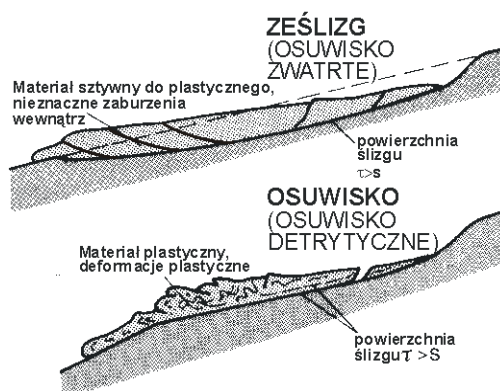
**Ześlizgi** (osuwiska zwarte) – translacyjne lub rotacyjne przemieszczenia grawitacyjne zwartych mas materiału z nieznaczną deformacją, głównie ścinaniową, wewnątrz (Ryc. 104).

### **Utwory:**

- ciała zimbrykowanych bloków materiału śródformacyjnego,
- pojedyncze *olistolity*.

**Osuwiska** – przemieszczenia grawitacyjne zwartych mas materiału połączone z jego plastyczną deformacją i rozdrabnianiem (intensywna deformacja; Ryc. 104). Powolne osuwanie materiału plastycznego, bez wyraźnej granicy z podłożem to **spelywanie** (występuje na stokach połogich).

**Utwory soczewy i warstwy chaotycznych utworów** wykazujących deformacje ścięciowe i fałdowe (fałdy sedymentacyjne, w tym wąskopromienne fałdy pochewkowe), nie zacierające pierwotnej natury przemieszczonych mas, o miąższości > 1 m, z nierównym stropem i spągami. Utwory spelywania nie wykazują ostrego spągu.



Ryc. 104. Zasadnicze cechy charakterystyczne ześlizgów i osuwisk

### Grawitacyjne splywy osadu

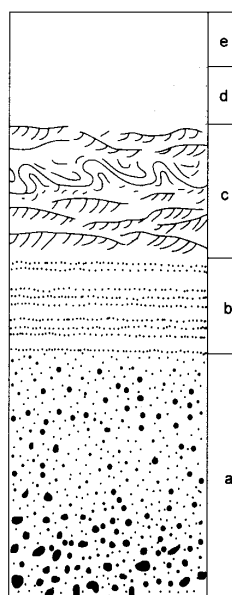
Są to przemieszczenia mas materiału o własnościach od plastycznych po płynne, w tym przemieszczenia wody obciążonej zawiesiną (prądy zawiesinowe).

Przemieszczanie splywu względem otaczającego płynu wynika z większej gęstości splywu = **splywy gęstościowe** (ang. *density flows*)

#### Podstawy poznania:

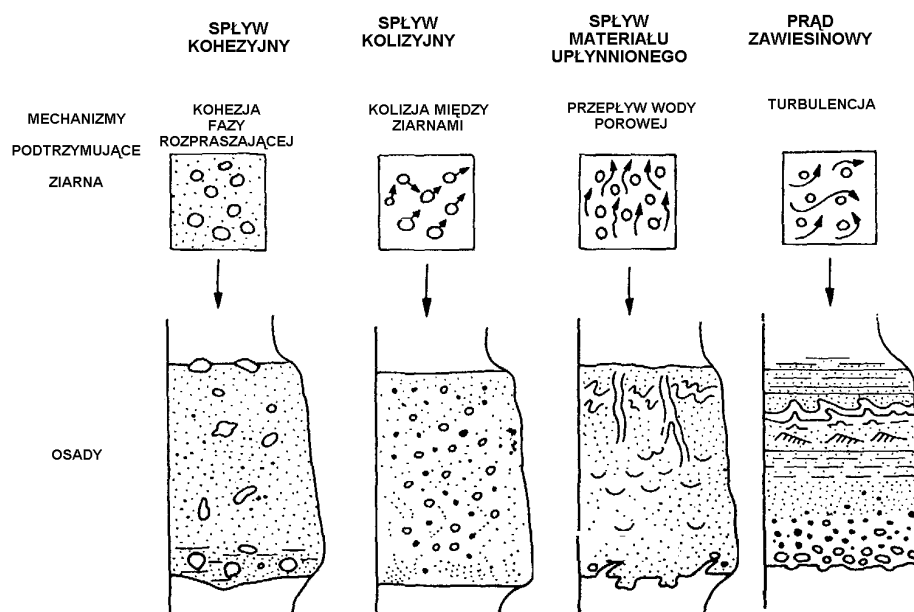
- obserwacje rozmieszczenia i natury ruchów masowych na lądzie i brzegach mórz
- obserwacje sposobu przemieszczania się mętnych wód Rodanu w Jeziorze Genewskim (Forell 1885, 1887),
- odkrycie piasków na dnie oceanu – Ekspedycja Meteor (Niemcy, lata 1906-1908),
- poznanie morfologii dna morskiego (odkrycie stromych skarp na stokach kontynentalnych i wokół wysp, odkrycie kanionów na stokach, podniesienia u podstawy stoków kontynentalnych oraz stożków rozwijających się od wylotu kanionów; pierwsza połowa - lata 60. XX w.),
- rok 1936: wydanie pracy Daly’ego z poglądem, że kaniony podmorskie mogły zostać wyerodowane przez prądy zawiesinowe;
- rok 1937: rozpoczęcie doświadczeń z prądami zawiesinowymi (Kuenen);
- rok 1940: wydanie pracy Bramlette’a i Bradley’ego wskazującej na wpływ prądów zawiesinowych na powstawanie pokryw osadowych na równinach abisalnych, m.in. na podstawie występowania uziarnienia frakcjonalnego w piaskach abisalu;
- rok 1942: wydanie pracy Bella wskazującej na znaczenie prądów zawiesinowych dla procesów transportu materiału klastycznego;

- rok 1950: wydanie pracy Kuenen'a i Migliorini'ego z hipotezą, że prądy zawiesinowe osadzały ławice frakcjonalnie uziarnionych piaskowców fliszu; badaniami objęte zostają kopalne osady podwodnych grawitacyjnych procesów sedimentacji
- rok 1951: wydanie pracy Goulda opisującej rozkład frakcji w zawieszynie;
- rok 1952: wydanie pracy Ericksona *et al.*, opisującej występowanie szczątków bentosu płytkomorskiego w piaskach frakcjonalnie uziarnionych abisalu;
- rok 1954: wydanie pracy Książkiewicza opisującej uziarnienie frakcjonalne i laminacje w osadach fliszowych;
- rok 1956: wydanie pracy Bukowego opisującej cechy i genezę żwirowców ilastych (diamiktytów) interpretowanych jako osady potoków mułowych;
- przerywanie podmorskich kabli telekomunikacyjnych (rejestracja od lat 20. XX w.)
- rok 1959: wydanie pracy Dżułyńskiego, Książkiewicza i Kuenen'a wyróżniającej **flukso-turbidyty** (gruboławicowe, masywne piaskowce i drobnokalibrowe zlepieńce o niewyraźnym uziarnieniu frakcjonalnym interpretowane tam jako osady upłynnionego piasku);
- rok 1962: wydanie pracy Boumy opisującej pionową sekwencję struktur w osadach interpretowanych jako osady prądów zawiesinowych (zawiesinowce, turbidyty; **sekwencja Boumy**; Ryc. 105);



**Ryc. 105.** Profil ławicy zawiesinowca (turbidyty) z sekwencją Boumy (pionowa sekwencja członów teksturowo-strukturalnych, Bouma 1962)

- rok 1973: wydanie pracy Middletona i Hamptona klasyfikującej podwodne sploty grawitacyjne; uporządkowanie, uściślenie i pewna modyfikacja dotychczasowych poglądów (Ryc. 106). Podział Middletona i Hamptona (1973, 1976) niezadowolająco opisuje genezę:
  - osadów wyróżnionych przez Dżułyńskiego *et al.*, (1959) jako fluksoturbidyty,
  - ławic zlepieńców masywnych o uziarnieniu odwróconym,
  - ławic zlepieńców warstwowych.
 Geneza turbidyty przypisana została jedynie ławicom osadów z sekwencją Boumy.



**Ryc. 106.** Klasyfikacja podwodnych, masowych splywów osadu i ich produktów według Middletona i Hamptona 1973, 1976.

- rok 1982: wydanie pracy Lowe klasyfikującej podwodne splywy grawitacyjne, uwzględniającej wyniki ostatnich badań; uporządkowanie, uściślenie i modyfikacja dotychczasowych poglądów (Ryc. 107 — 110).

Nowości klasyfikacji Lowe (1982):

- podzielił splywy zależnie od własności reologicznych, na **splywy płynu** i **splywy rumoszu** oraz zależnie od sposobu podtrzymywania ziarna - modyfikując klasyfikację Middletona i Hamptona (1973,1976; Ryc. 107);

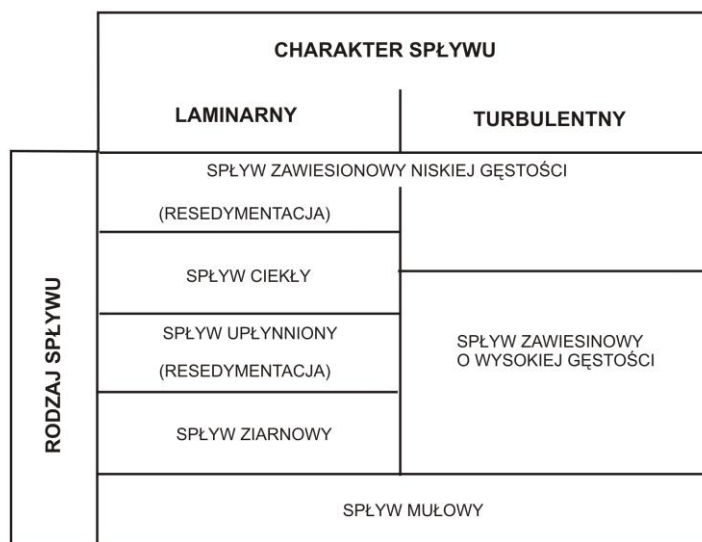
ZACHOWANIE SPŁYWU	RODZAJ SPŁYWU		MECHANIZM PODTRZYMANIA OSADU
PŁYN	SPŁYW PŁYNU	PRĄD ZAWIESINOWY	TURBULENCJA PŁYNU
		SPŁYW CIEKŁY	UCIEKAJĄCY PŁYN POROWY (podtrzymanie pełne)
		SPŁYW UPŁYNNIONY	UCIEKAJĄCY PŁYN POROWY (podtrzymanie niepełne)
PLASTIK (PŁYN BINGHAMA)	SPŁYW RUMOSZU	SPŁYW ZIARNOWY	CIŚNIENIE DYSPERSYJNE
		SPŁYW MUŁOWY lub KOHEZYJNY SPŁYW RUMOSZOWY	WYTRZYMAŁOŚĆ MATRIKS ZAGĘSZCZENIE MATRIKS

**Ryc. 107.** Klasyfikacja podwodnych grawitacyjnych splywów osadu w odniesieniu do własności reologicznych splywu (według Lowe 1982)

- w splywach rumoszowych bogatych w kohezyjną matriks, nazywanych **splywami kohezyjnymi**, podkreślił decydujące znaczenie kohezji mieszaniny matrix

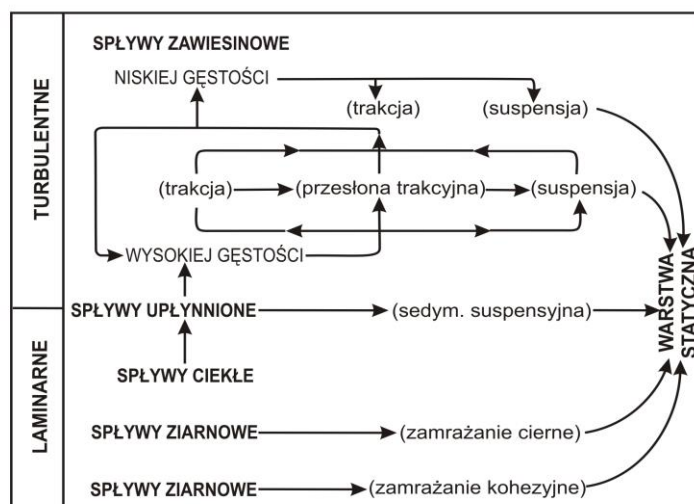
i wody w podtrzymywaniu większych klastów, zaś w sypłach rumoszo- wych ubogich w matriks, **nazwanych sypłami ziarnowymi**, podkreślił rolę tej mieszaniny w spełnianiu, dodatkowo funkcji smaru ułatwiającego wzajem- ne przemieszczanie się klastów;

- wyodrębnił **sypły ciekłe** (ang. *fluidized flows*) nie deponujące osadu, odróżniając je od **sypłów upłynnionych** (ang. *liquefied flows*) deponujących osad (Ryc. 109),



**Ryc. 108.** Klasyfikacja podwodnych grawitacyjnych sypłów osadu zależnie od sposobu ruchu sypłu (według Lowe 1982)

- określił podstawowe sposoby depozycji z grawitacyjnych sypłów osadu oraz ich zapis w osadzie (Ryc. 109, 110);

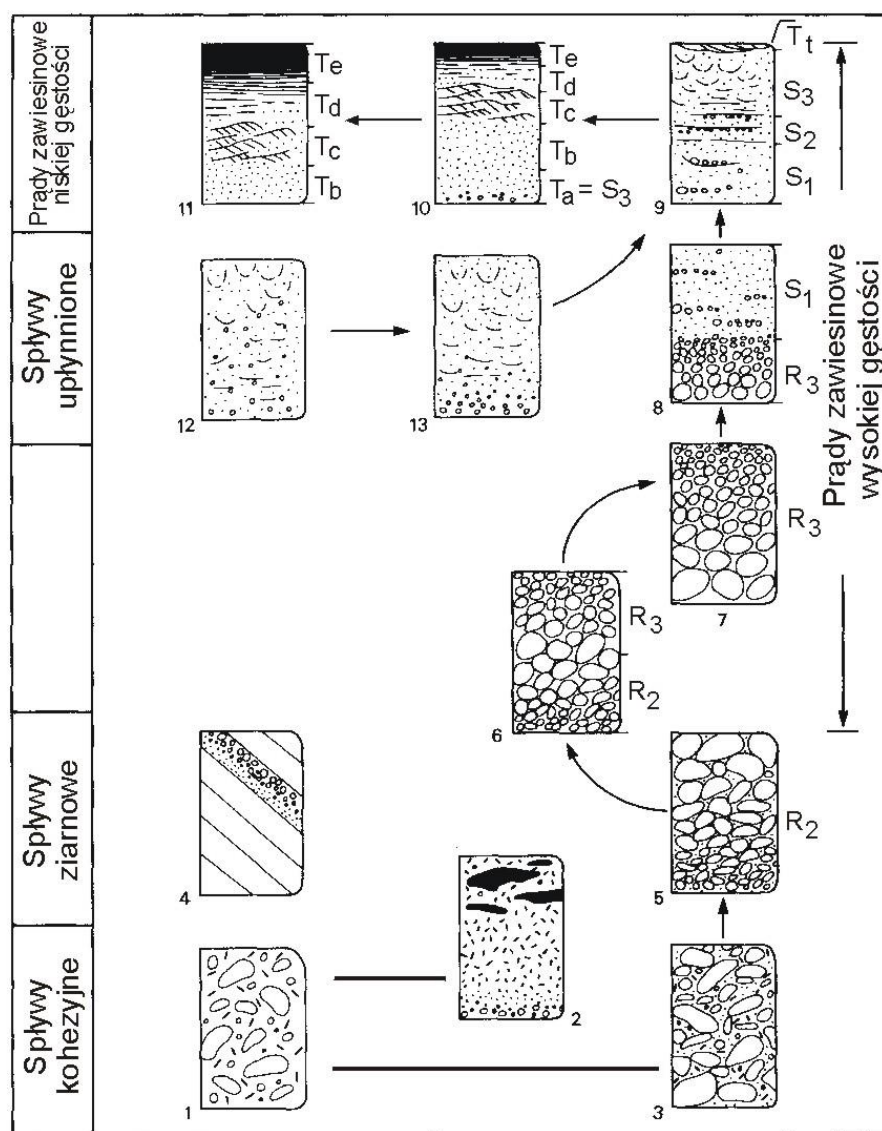


**Ryc. 109.** Podstawowe sposoby depozycji z grawitacyjnych sypłów osadu (według Lowe 1982)

- stwierdził, że czyste sypły ziarnowe są ograniczone do niewielkich lawin formowanych na powierzchniach nachylonych pod kątem naturalnego zsypu;

- stwierdził, że dyspersja ziaren wynikająca z ich kolizji jest ważnym czynnikiem kształtującym osad przesłony trakcyjnych formowanych na kontakcie sypłu z podłożem;

- wyróżnił **splywy ziarnowe gęstościowo-zmodyfikowane**, transportujące materiał różnych frakcji po głazy, w których otoczaki i głazy podtrzymywane są w splywie przez energię z ich zderzeń oraz nośność matriks.

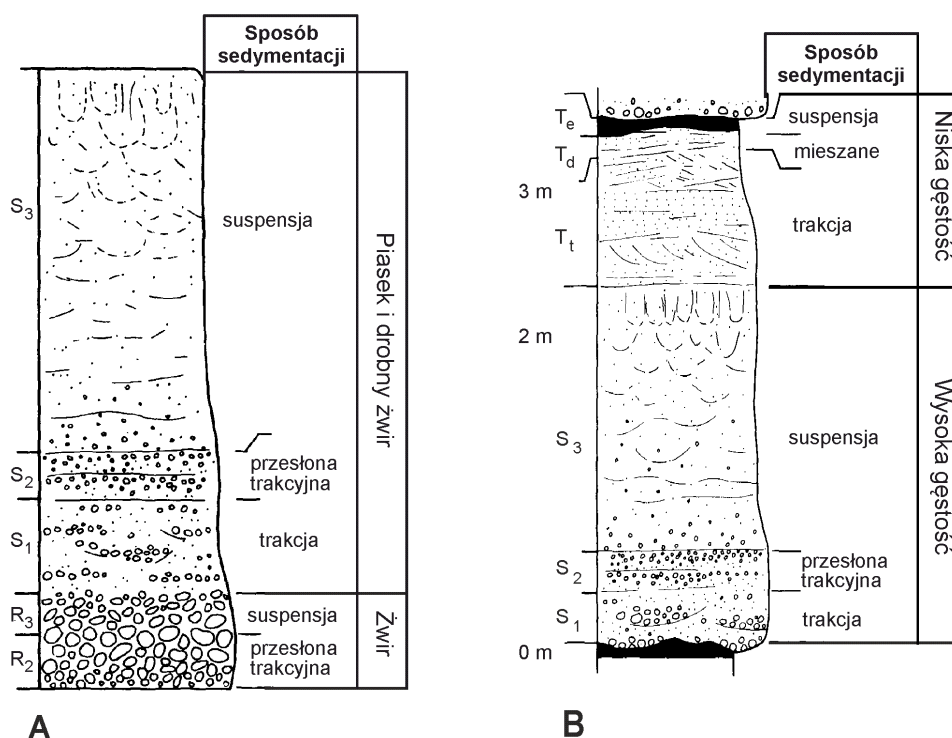


Ryc. 110. Klasyfikacja podwodnych, masowych splywów osadu i cechy ich osadów (według Lowe 1982)

- wyróżnił trzy populacje granulometryczne różniące się sposobem podtrzymywania w prądzie zawiesinowym (gdzie turbulencja prądu jest zasadniczym mechanizmem podtrzymania ziarna):

1.  $\text{H}$  – średnioziarnisty piasek – może być podtrzymywany w prądzie wyłącznie przez jego turbulencję, niezależnie od koncentracji prądu.
2. Piasek gruboziarnisty – żwir drobnotoczakowy – może być podtrzymywany w większych ilościach tylko w splywie o wysokiej gęstości (>20%), gdzie podtrzymywany jest przez turbulencję splywu oraz utrudnione osiadanie wynikające z koncentracji zawiesiny.
3. Otoczaki- i niewielkie głazy ( $\sigma < 25$  cm) są podtrzymywane tylko w prądach zawiesinowych wysokiej gęstości, przy udziale >10 do 15% podtrzymywane są przez łączne działanie turbulencji, utrudnionego osiadania, nośności matriks oraz ciśnienia dyspersyjnego wynikającego z ich zderzeń.

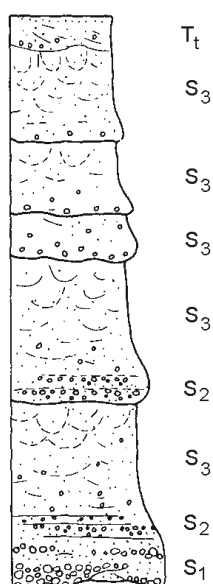
- zdefiniował prądy zawiesinowe o niskiej gęstości (koncentracja zawiesiny <20 %) jako te prądy turbulentne, w których mechanizmem podtrzymania ziarna jest sama turbulencja prądu, czyli prądy transportujące zasadniczo tylko materiał ilasty po średnioziarnisty piasek, gdyż tylko taki materiał może być podtrzymywany przez samą turbulencję prądu. W końcowej fazie takiego spływu, w jego przydennej części może formować się zawiesina o wysokiej koncentracji.
- jako prądy zawiesinowe o wysokiej gęstości wyróżnił te prądy, w których mechanizmem podtrzymania ziarna jest turbulencja prądu, łącznie z utrudnionym osiadaniem wynikającym z podwyższonej koncentracji zawiesiny (>20 %) oraz rozpraszającą energią z kolizji między otoczkami, głazami, tym samym są to prądy mogące transportować materiał wszystkich trzech wymienionych wyżej populacji. Prądom zawiesinowym o wysokiej gęstości może towarzyszyć, otaczająca je od góry zawiesina i niskiej gęstości;  
Prądy zawiesinowe o wysokiej gęstości najpierw deponują zawiesinę o wysokiej gęstości, a następnie zawiesinę niskiej gęstości. Zawiesina niskiej gęstości osadza się dalej niż zawiesina, z której deponowany był żwir.
- jako idealną sekwencję osadów deponowanych z zawiesiny o wysokiej gęstości opisał sekwencję prezentowaną na Ryc. 111. Od nazwiska autora została ona nazwana sekwencją Lowe'a;



**Ryc. 111.** Profile ławic idealnych osadów prądów zawiesinowych o wysokiej gęstości (według Lowe 1982). A - profil ławicy prądu żwirowo-piaszczystego (Sekwencja R<sub>1</sub> – S<sub>3</sub> = **sekwencja Lowe'a**); B - profil ławicy prądu piaszczystego

- zwrócił uwagę na występowanie spływów pulsujących (wielopulsowych, ang. *surging flows*), które osadzają złożone (amalgamowane) ławice osadu piaszczysto-żwirowego (Ryc. 112), podczas gdy spływy jednopulsowe osadzają ławice proste, z jedną sekwencją tekstur i struktur sedimentacyjnych.





**Ryc. 112.** Model ławicy osadzonej z wielopulsowego piaszczystego prądu zawiesinowego o wysokiej gęstości, według Lowe 1982

Osady zinterpretowane przez Lowe'a (1982) jako osady prądów zawiesinowych wysokiej gęstości odpowiadają pod względem ogólnego ukształtowania osadom wydzielonym przez Dżułyńskiego, Książkiewicza i Kuenena (1959) jako fluksoturbidyty.

Sedymentacji z zawiesiny o niskiej gęstości Lowe (1982) przypisał osady z sekwencją Boumy (Ryc. 104), akceptując dotychczasową interpretację genezy poszczególnych członów sekwencji, z zaznaczeniem, że człon Ta jest efektem masowej sedymentacji suspensyjnej materiału najgrubszych frakcji transportowanych w spływie.

Poglądy Lowe'a na procesy podwodnych grawitacyjnych spływów osadu i ich produkty pozostają aktualne do dziś. Prace późniejsze rozszerzają i modyfikują ujęcie Lowe'a.

### **Ogólne uwarunkowania i cechy podwodnych grawitacyjnych spływów osadu oraz ich produktów w świetle obecnych poglądów**

#### Czynniki inicjujące spływy:

- podcięcie stoku,
- przeciążenie stoku przyrastającym osadem,
- trzęsienia ziemi,
- spontaniczne upłynnienie osadu na stoku,
- stopniowe upłynnianie osuwisk,
- ujścia fal powodziowych naładowanych osadem do zbiornika wody stojącej (wypływy hiperpiknalne,
- uruchomienie osadu przez sztorm.

#### Charakter spływu oraz cechy jego osadu zależą od:

- składu granulometrycznego materiału, gdyż determinuje on reologię spływu i sposób podtrzymania materiału w spływie,
- dynamiki spływu, gdyż determinuje ona koncentrację materiału ziarnistego i sposób jego podtrzymania w spływie, a także reologię spływu (płynny, plastyczny, turbulentny, laminarny).



Skład granulometryczny i koncentracja materiału ziarnistego w spływie decydują o:

- reologii spływu (płyn plastycznolepki binghamowski, płyn dylatacyjny, płyn pseudoplastyczny, płyn tiksotropowy, płyn newtonowski);
- sposobie podtrzymywania ziarna w zawieszeniu (kohezja fazy rozpraszającej, ciśnienie dyspersyjne ziaren, nadciśnienie wody porowej, turbulencja spływu);
- rozmieszczeniu ziaren w przekroju pionowym spływu (chaotyczne, frakcjonalne normalne, odwrotne);
- sposobie sedymentacji (krzepnięcie spływu, osiadanie masowe, depozycja trakcyjna, osiadanie ziarno po ziarnie z trakcji i/lub suspensji);
- cechach złożonego osadu.

Kohezja kształtuje gęste spływy materiału, zawierające powyżej 5% materiału kohezyjnego.

Większość osadów podwodnych grawitacyjnych spływów osadu, podobnie jak i spływów napowietrznych, może być klasyfikowana najbardziej poprawnie do jednej z dwóch podstawowych kategorii spływów:

- do spływu zawiesiny (prądu zawiesinowego, turbulentnego spływu rumoszu) – osady z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym oraz strukturami sedymentacji trakcyjnej)
- do spływu rumoszu – osady nie wykazujące normalnego uziarnienia frakcjonalnego, lub z niewyraźnym normalnym uziarnieniem frakcjonalnym.

Osady spływów rumoszu, t.j. spływów plastycznych, tworzą ławice o miąższości do wielu metrów, o ostrych spągach i stropach. Jako cechy charakterystyczne osadów poszczególnych rodzajów grawitacyjnych spływów osadu pod wodą wymieniane są ogólnie cechy takie jak w wykazie Lowe'a (1982; Ryc. 110).

Cechy ogólne prądów zawiesinowych:

- prędkość czoła zależna od nachylenia stoku i ciśnienia hydrostatycznego zawiesiny (rozmiarów prądu),
- prędkość korpusu rośnie z nachyleniem stoku,
- na stoku: kompensacja utraty masy w czole prądu przez dopływ materiału z korpusu, rozmiary czoła nie powiększają się,
- na dnie wyrównanym: hamowanie, zanik spływu, sedymentacja zawiesiny,
- czoło prądu: erozja/deformacja podłoża (sposób i intensywność zależnie od rodzaju materiału wyścielającego podłoże, rodzaju materiału w spływie, intensywności turbulencji)
- korpus prądu: zasypywanie podłoża czyli odlewanie morfologii podłoża, włącznie z formowaniem hieroglifów.

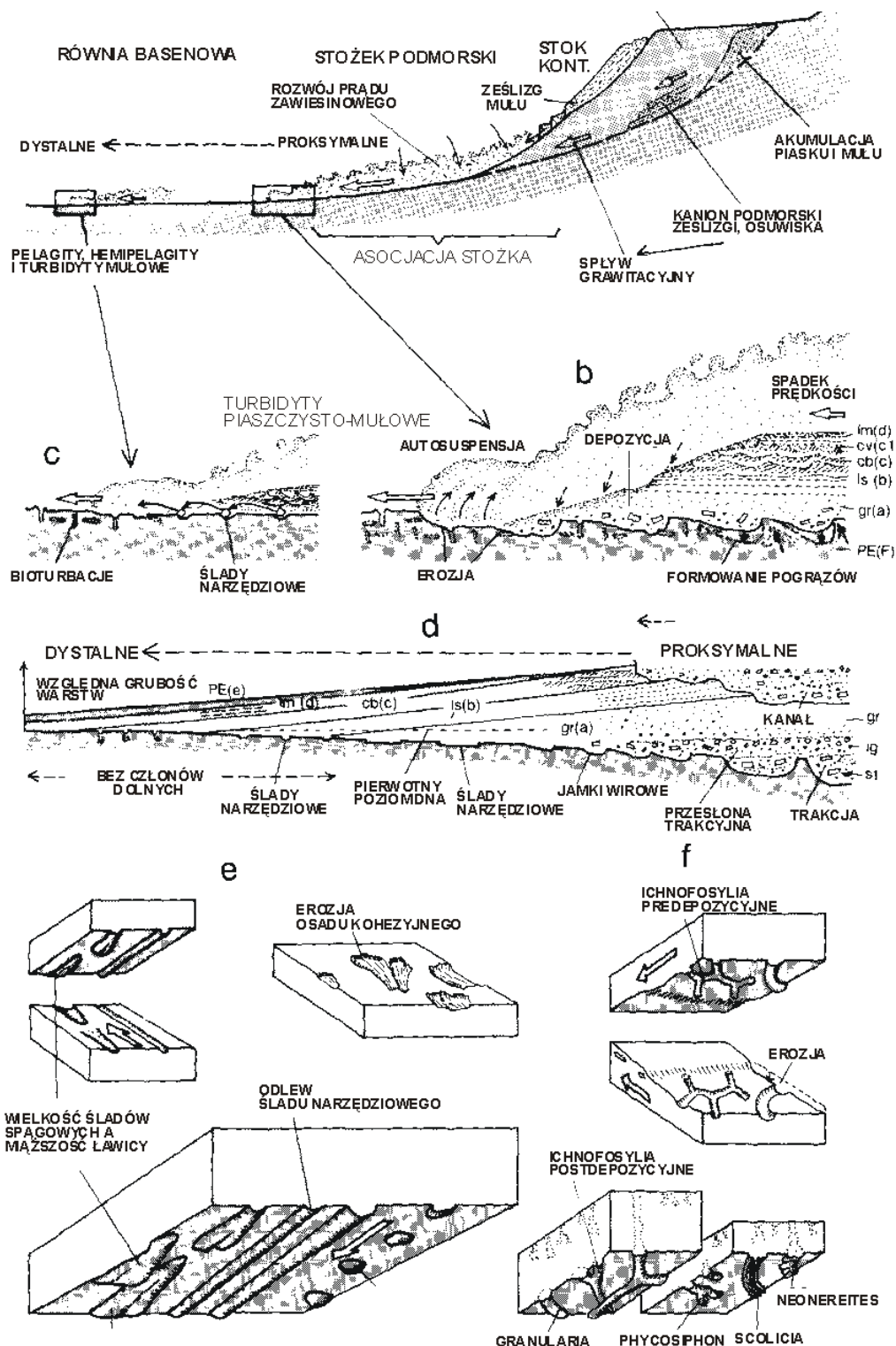
Prądy zawiesinowe mogą rozwijać się z osuwisk lub gęstych spływów (Fig. 113).

Sposób depozycji z prądu zawiesinowego zależy od:

- koncentracji zawiesiny (gęstości prądu),
- składu granulometrycznego materiału w prądzie,
- tempa hamowania prądu (powolne, szybkie),
- przebiegu hamowania (jednorodne, fluktuujące).

Przy hamowaniu nagłym zaznacza się depozycja szybka, w tym depozycja przez masowe zrzucanie osadu z zawiesiny. Przy hamowaniu powolnym, z wyjątkiem etapu opadania drobnoziarnistej (drobnopyłowej i ilastej) zawiesiny resztkowej, odbywa się depozycja z trakcji, w sposób zależny od składu granulometrycznego materiału i reżimu przepływu. Przy hamowaniu fluktuującym, powolnym/szybkim ma miejsce depozycja przemienna z trakcji i suspensji, stosownie do koncentracji i składu granulometrycznego zawiesiny.

Drobnopłynowa i ilasta zawieszina resztkowa osadzana jest głównie z suspensji, przez opadanie powolne.



**Ryc. 113.** Model koncepcyjny formowania zawieszinowców piaszczystych (turbidytów) proksymalnych i dystalnych oraz struktury wewnętrzne takich utworów. **a** – przechodzenie osuwania stoku basenowego (osuwisko, spływ mułowy, spływ rumoszkowy kohezyjny, kolizyjny) w spływ zawieszinowy (prąd zawieszinowy); **b** – zawieszinowiec z pełną sekwencją strukturalnych członów sekwencji Boumy (w nawiasach), zmodyfikowanymi symbolami opisu oraz autosuspensja napędzana przez turbulencję; **c** – zawieszinowiec bardziej dystalny bez erozji i dolnych członów sekwencji Boumy; **d** – wyidealizowane następstwo osadów deponowanych ze spływu zawieszinowego; **e** – geneza różnych rodzajów hieroglifów (według Einsele 1992)

*Sedymentacja modelowa z prądu zawiesinowego o wysokiej gęstości, z materiałem wszystkich trzech populacji granulometrycznych (wg Lowe, 1982; Ryc. 111A):*

1. Sedymentacja przez zamrażanie przesłon trakcyjnych z materiałem wszystkich populacji. Osad: jedna lub zestaw bardzo grubych lamin poziomych o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym – człon  $R_2$  sekwencji Lowe'a.
2. Sedymentacja masowa przez zamrażanie cierne ładunku materiału wszystkich populacji. Osad: gruba/b.gruba warstwa zlepieńca o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, nieraz ze strukturami ucieczki wody, człon  $R_3$  sekwencji Lowe'a.
3. Sedymentacja z trakcji, na wielkoskalowych formach dna, z zawiesiny o wysokiej gęstości z materiałem populacji pierwszej i drugiej. Osad: piaskowiec z otoczkami laminowanymi faliście i przekątnie w dużej skali, człon  $S_1$  sekwencji Lowe'a.
4. Sedymentacja przez zamrażanie przesłon trakcyjnych materiału populacji pierwszej i drugiej, formowanych na kontakcie zawiesiny o wysokiej gęstości z podłożem. Osad: jedna lub zestaw lamin poziomych, podkreślonych koncentracją frakcji drobnych, z ziarnem grubiejącym ku górze – człon  $S_2$  sekwencji Lowe'a.
5. Sedymentacja masowa zawiesiny o wysokiej gęstości z materiałem populacji pierwszej i drugiej. Osad: warstwa piaskowca o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym z rozfrakcjonowaniem najgrubszych frakcji, w części górnej mogą występować struktury ucieczki wody, człon  $S_3$  sekwencji Lowe'a (=  $T_a$  sekwencji Boumy).
6. Sedymentacja zawiesiny resztkowej, o niskiej gęstości (jedynie materiał pierwszej populacji) – kolejność patrz depozycja z prądu zawiesinowego o niskiej gęstości (warstwa z sekwencją Boumy, człony  $T_{b-e}$ , nieobecna w strefach proksymalnych).

*Sedymentacja modelowa z prądu z materiałem pierwszej i drugiej populacji granulometrycznej (wg Lowe, 1982; Ryc. 111B):*

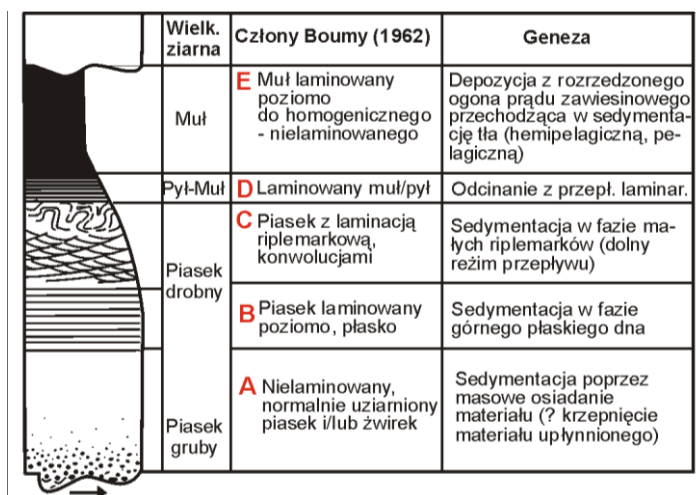
1. Depozycja z trakcji, ziarno po ziarnie, na wielkoskalowych formach dna, zawiesiny o wysokiej gęstości z materiałem populacji pierwszej i drugiej. Osad: warstwa piaskowca z otoczkami, laminowanego faliście i przekątnie w dużej skali, człon  $S_1$  sekwencji Lowe'a.
2. Depozycja przez zamrażanie przesłon trakcyjnych materiału populacji pierwszej i drugiej formowanych na kontakcie zawiesiny o wysokiej gęstości z podłożem. Osad: jedna lub zestaw lamin poziomych, podkreślonych koncentracją frakcji drobnych i grubieniem ziarna ku górze lamin – człon  $S_2$  sekwencji Lowe'a.
3. Depozycja masowa zawiesiny o wysokiej gęstości z materiałem populacji pierwszej i drugiej. Osad: warstwa piaskowca o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym niepełnym (z rozfrakcjonowaniem tylko najgrubszych frakcji), w części górnej mogą występować struktury ucieczki wody, człon  $S_3$  sekwencji Lowe'a (=  $T_a$  sekwencji Boumy).
4. Depozycja zawiesiny resztkowej, o niskiej gęstości (jedynie materiał pierwszej populacji) – kolejność patrz depozycja z prądu zawiesinowego o niskiej gęstości (warstwa z sekwencją Boumy, człony  $T_{b-e}$ ).

*Sedymentacja modelowa z prądu z materiałem pierwszej populacji granulometrycznej (wg Lowe, 1982; sedymentacja według modelu Boumy):*

1. Masowa sedymentacja z suspensji (zamrażanie cierne) zawiesiny o wysokiej gęstości. Formowanie masywnej warstwy piaskowca/pyłowca, o wyraźnym normalnym uziarnieniu frakcjonalnym w stropie. (człon  $T_a$  sekwencji Boumy,  $S_3$  sekwencji Lowe'a).
2. Sedymentacja trakcyjna piaszczystej i grubo-sredniozirnistej pyłowej zawiesiny resztkowej, o niskiej gęstości:
  - a) sedymentacja piasku, w fazie górnego płaskiego dna (osadzanie piasku laminowanego równolegle i faliście; człon  $T_b$  sekwencji Boumy),

- b) sedymentacja piasku średnio-drobnoziarnistego w fazie małych riplemarków prądowych (osadzanie piasku średnio-drobnoziarnistego laminowanego przekątnie w małej skali; człon  $T_c$  sekwencji Boumy),
- c) sedymentacja pyłu, resztek piasku drobnoziarnistego i grubszych frakcji sieczki roślinnej w fazie płaskiego dna (osadzanie mułu laminowanego faliście i równolegle; człon  $T_d$  sekwencji Boumy).
3. Sedymentacja suspensyjna resztek zawiesiny, głównie drobnopylej i ilastej z powolnym przejściem do sedymentacji normalnej, sedymentacji tła depozycyjnego (osadzanie warstwy mułu masywnego lub ze śladami laminacji – człon  $T_e$  sekwencji Boumy). W stropie członu  $T_e$  może występować osad sedymentacji tła depozycyjnego, hemipelagiczny, lub pelagiczny – zależnie od rodzaju materiału dostarczanego w słupie wody do danego obszaru. Osad mułowy zdeponowany z resztek zawiesiny bywa opisywany jako człon  $T_{et}$ , zaś leżący nad nim osad sedymentacji tła jako człon  $T_{ep}$ . Osad członu  $T_{ep}$  jest zwany osadem interturbidytowym.

Produktem sedymentacji ze spływów zawiesinowych o wysokiej gęstości, niosących materiał pierwszej populacji granulometrycznej, i towarzyszącej im zawiesiny o niskiej gęstości, są ławice klasycznych zawiesinowców (turbidytów), cechujące się pełną sekwencją cech teksturo-wo-strukturalnych Boumy  $T_{a-e}$  (Ryc. 114).



Wielk. ziarna	Człony Boumy (1962)	Geneza
Muł	<b>E</b> Muł laminowany poziomo do homogenicznego - nielaminowanego	Depozycja z rozrzedzonego ogona prądu zawiesinowego przechodząca w sedymentację tła (hemipelagiczną, pelagiczną)
Pył-Muł	<b>D</b> Laminowany muł/pył	Odcinanie z przepł. laminar.
Piasek drobny	<b>C</b> Piasek z laminacją riplemarkową, konwolucjami	Sedymentacja w fazie małych riplemarków (dolny reżim przepływu)
	<b>B</b> Piasek laminowany poziomo, płasko	Sedymentacja w fazie górnego płaskiego dna
Piasek gruby	<b>A</b> Nielaminowany, normalnie uziarniony piasek i/lub żwirek	Sedymentacja poprzez masowe osiadanie materiału (? krzepnięcie materiału upłynnionego)

Ryc. 114. Budowa i geneza ławicy turbidytu (zawiesinowca) klasycznego.

#### *Sedymentacja modelowa z prądu zawiesinowego o niskiej gęstości*

1. Prądy niosące piasek i materiał drobniejszy, hamujące szybko, osadzają ławice takie jak prądy zawiesinowe o wysokiej gęstości niosące materiał pierwszej populacji granulometrycznej, t.j. ławice klasycznych zawiesinowców, z pełną sekwencją Boumy ( $T_{a-e}$ ).
2. Prądy niosące piasek i materiał drobniejszy, hamujące powoli, osadzają ławice z sekwencją niepełną sekwencją Boumy ( $T_{b-e}$ ,  $T_{c-e}$ ). Spągi ławic średniej miąższości i cienkich (10-30 cm) cechują się częstym występowaniem hieroglifów, tak mechanoglifów jak i bioglifów.
3. Prądy płynące fluktuująco (zwalniające szybko – przyspieszające – zwalniające powoli), a także spływy składające się z kilku podążających za sobą chmur (pulsujące) osadzają ławice z sekwencją złożoną, z powtarzaniem członów (np.  $T_{bcbede}$ ).
4. Prądy zawiesinowe o niskiej gęstości, niosące głównie materiał drobnoziarnisty (pyłowy i iłowy), osadzają ławice z sekwencją Boumy  $T_{de}$  lub wyłącznie z członem  $T_e$ . Ubożenie sekwencji Boumy następuje ze wzrostem odległości miejsca depozycji od miejsca zapoczątkowania spływu.

Cechy najbardziej charakterystyczne osadów spływów zawiesinowych ogólnie:

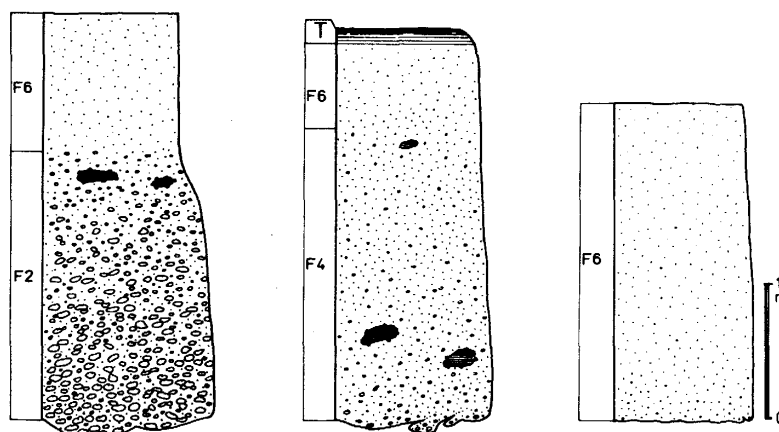
- normalne uziarnienie frakcjonalne i ostra dolna (spągowa) granica ławic,
- w przypadku ławic osadzonych z zawiesiny wysokiej gęstości, a potem z zawiesiny niskiej gęstości, zakończonej sedymentacją mułu - stopniowe przechodzenie ku górze ławicy osadu piaszczystego w mułowy.

Osady zdeponowane wyłącznie z zawiesiny o wysokiej gęstości tworzą grube ławice zlepieńcowo-piaskowcowe lub piaskowcowe, wykazujące sekwencję strukturowo-teksturową Lowe'a, ostre spągi i stropy (Ryc. 111). Na spągach ławic mogą występować mechanoglify, rzadziej bioglify.

Spływy zawiesinowe o wysokiej gęstości, pulsujące, osadzają amalgamowane ławice osadu piaszczysto-żwirowego (Ryc. 112).

Modelowe ławice (**ławice idealne**) osadów prądów zawiesinowych są niezbyt częste. Najczęściej spotykane są ławice odbiegające od idealnych brakiem niektórych członów lub ich kilkukrotnym powtarzaniem, nazywane **ławicami modalnymi** (Ryc. 115).

Ławica z jedną sekwencją Lowe'a – Boumy, lub samą, jedną sekwencją Boumy = **ławica prosta**.



**Ryc. 115.** Modalne ławice osadów prądów zawiesinowych o wysokiej gęstości, różniących się składem granulometrycznym (fluksoturbidytów) we fliszu polskich Karpat zewnętrznych (wg Leszczyński, 1989). F2 - odpowiednik członu R3 w sekwencji Lowe'a, F4 i F6 - odpowiedniki członu S3 w sekwencji Lowe'a (Ta w sekwencji Boumy). Ławica taka jak ta po prawej stronie, bez wyraźnego normalnego uziarnienia frakcjonalnego, ze strukturami ucieczkowymi wody może osadzić się z upłynnionego spływu osadu

Ławica z kilkukrotnym powtórzeniem sekwencji Lowe'a oraz ławica złożona z osadu kilku zdarzeń (np. spływów) niewyraźnie odgraniczonych = **ławica złożona** (ławica amalgamowana) - bardzo częsty rodzaj ławic wśród fluksoturbidytów (efekt depozycji ze spływów silnie erodujących - usunięcie osadu z sekwencją Boumy, lub spływów wielopulsowych).

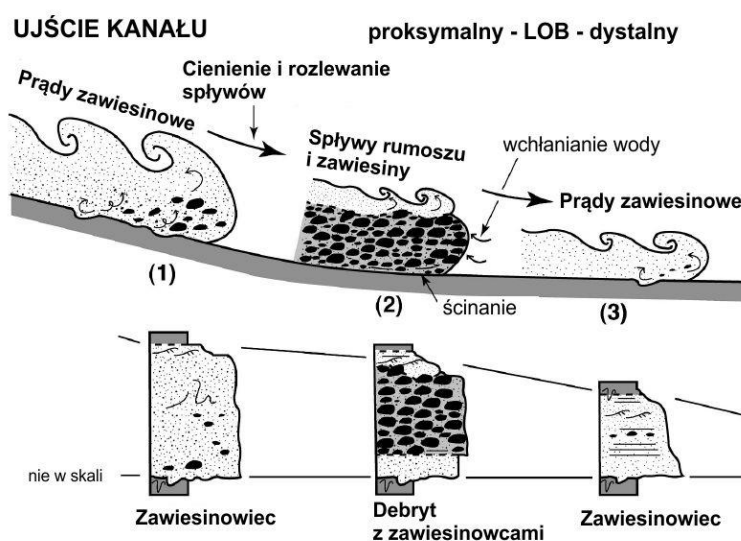
Utwory spływów kohezyjnych, kolizyjnych, upłynnionych, wysokogęstościowych prądów zawiesinowych, wraz z utworami obrywów, ześlizgów i osuwisk nazywane są **utworami proksymalnymi**, zaś cienko i bardzo cienkoławicowe zawiesinowce drobnopiaszczysto-mułowe, z członami Tc-e, Tde, Te sekwencji Boumy **zawiesinowcami dystalnymi**.

Osady tworzące ławice o miąższości kilkudziesięciu i więcej metrów, wykazujące drobnienie materiału ku górze i struktury sekwencji Lowe'a, Boumy w stopie = **megaturbidyty**. W przeciwieństwie do nich, osady resztkowych zawiesin mułu = **hemiturbidyty**.

Ważniejsze nowsze propozycje podziału grawitacyjnych spływów osadu i opisu ich produktów: Kneller & Bucke, 2000; Moulder & Alexander, 2001, Gani, 2005. Niektórzy badacze (np. Shanmugham, 2002 - „Ten turbidite myths”) kwestionują przypisanie turbidytowej genezy osadom o cechach sekwencji Lowa i Boumy (fluksoturbidytom).

### Spływy podwodne złożone: rumoszowy spływ kohezyjny–spływ zawiesinowy

Spływ rumoszowy może się wyodrębnić ze spływu zawiesinowego wraz ze zwalnianiem tego ostatniego. Szybszy spływ zawiesiny towarzyszącej kohezyjnemu spływowi rumoszowemu prowadzi do osadzenia ławicy zaczynającej się osadem zawiesinowca, na który nakłada się osad spływu rumoszowego. Osad ten bywa przykrywany osadem zawiesiny resztkowej (Ryc. 116). Osady o takim wykształceniu są nazywane **kogenetycznymi debrytami-turbidytami** (Talling *et al.* 2004).



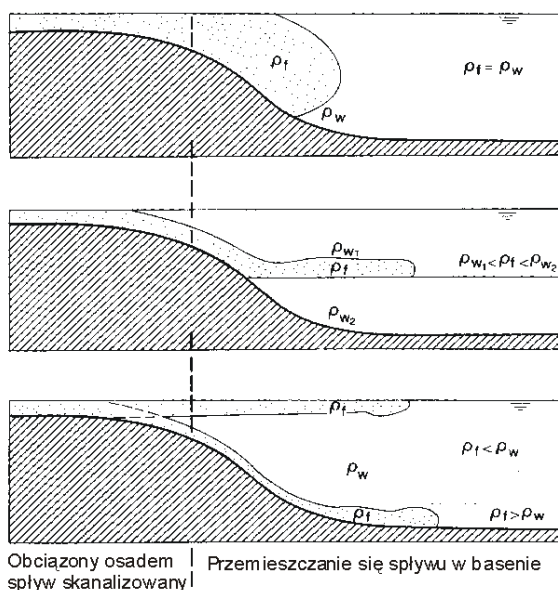
Ryc. 116. Geneza kogenetycznych turbidytów-debrytów według Talling i in. (2004)

Formowanie takich osadów uwzględnił również Lowe (Ryc. 110, ławica nr 2). Według niego osady takie mogą powstawać przy sedymentacji z kohezyjnego spływu rumoszowego z etapem turbulentnym.

### Specjalne rodzaje spływów gęstościowych

Charakter spływów gęstościowych mają również strumienie mieszaniny wody i osadu uchodzące z rzek do mórz i jezior. Sposób przemieszczania tych strumieni w morzu, jeziorze zależy od relacji ich gęstości do gęstości wody otaczającej (wypływ hipopiknalny, mezopiknalny, homopiknalny, hiperpiknalny; Ryc. 117). Wypływy mezopiknalne i hipopiknalne to wypływy zawiesiny silnie rozrzedzonej. Wypływy/spływy hiperpiknalne to wypływy zawiesiny o gęstości wyższej niż gęstość wody w zbiorniku do którego uchodzą.

Osady spływów hiperpiknalnych wody rzecznej z zawiesiną, uchodzącej z rzek do jezior, mórz nazywane są **hiperpiknitami** (deponowane głównie z trakcji, z pionowymi zmianami frakcji, w jeziorach, morzach, z dala od wybrzeży). Są to głównie osady piaszczyste, tworzące pakiety, warstwowane poziomo płasko i faliście, przekątnie riplemarkowo, nieraz z warstwami masywnymi o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, z powtarzającymi się, nieraz wielokrotnie, członami poszczególnych typów tekturno-strukturalnych (Warchoń, 2011).

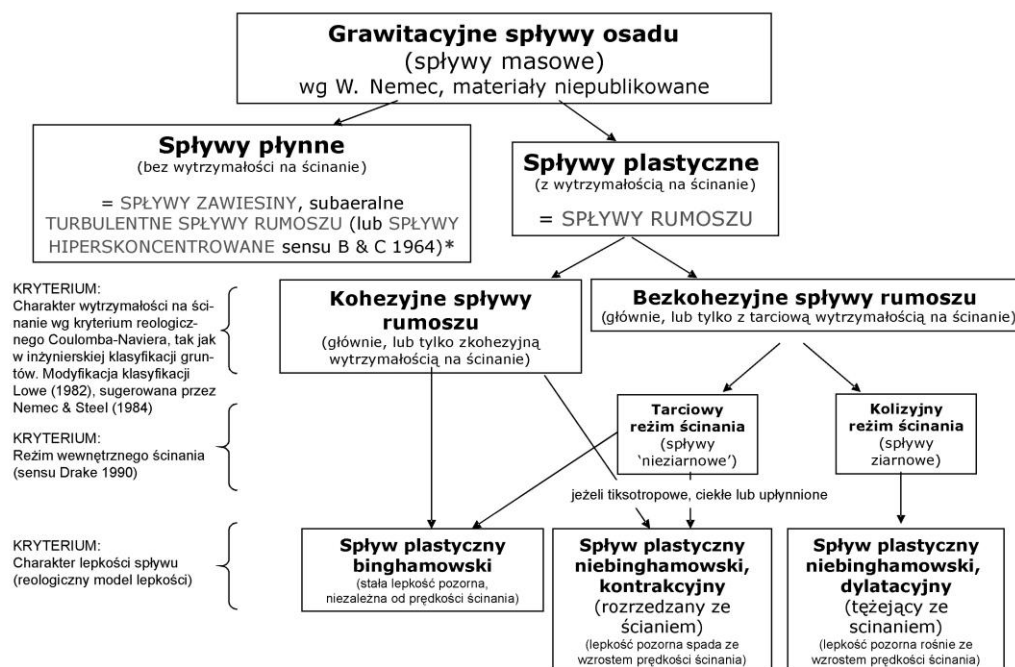


**Ryc. 117.** Rodzaje spływów gęstościowych zależnie od relacji gęstości spływu do gęstości otaczającej wody (zmodyfikowane z Bates, 1953 przez Muldera i In., 1997)

Wyfluty mezopiknalne i hipopiknalne dostarczają materiał do osadów tła depozycyjnego – hemipelagicznych (**hemipelagitów**) i w części osadów pelagicznych (**pelagitów**), formowanych przez swobodne osiadanie ziaren ze słupa wody (z wiecznego deszczu zawiesiny).

### Klasyfikacja grawitacyjnych spływów osadu według W. Nemeca

Spośród klasyfikacji grawitacyjnych spływów osadu proponowanych obecnie na wyróżnienie zasługuje klasyfikacja proponowana przez W. Nemeca (Uniwersytet w Bergen; Ryc. 118). Odnosi się tak do spływów podwodnych jak i napowietrznych.



\* Turbulentne spływy rumoszu są powszechnie rozpoznawane w środowiskach subaeralnych, lecz są klasyfikowane jako prądy zawiesinowe w środowiskach podwodnych (ponieważ podwodny, turbulentny grawitacyjny spływ osadu jest z definicji prądem zawiesinowym). Aby uniknąć tego paradoksu terminologicznego, dla subaeralnych, turbulentnych, zawadnionych spływów rumoszu powinno się stosować zaproponowany przez Beverage & Culbertsona (1964) termin "spływy hiperskoncentrowane" (spływy te w rzeczywistości zachowują się jak płyny pseudoplastyczne - np. keczup, a nie jak właściwe płyny plastyczne)

**Ryc. 118.** Klasyfikacja spływów grawitacyjnych osadu obejmująca tak spływy podwodne jak i napowietrzne według W. Nemeca (Uniwersytet w Bergen, niepublikowane materiały dydaktyczne).

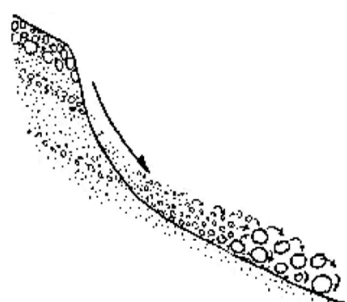




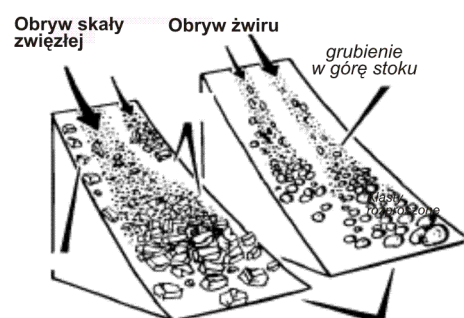
## GRAWITACYJNE PROCESY SEDYMENTACYJNE NAPOWIETRZNE

Są to procesy nieco inne niż grawitacyjne procesy sedymentacyjne pod wodą. Różnica wynika głównie z drastycznie niższej lepkości powietrza w porównaniu z lepkością wody oraz udziału w procesach napowietrznych śniegu. Podstawowe rodzaje procesów w zależności od własności reologicznych przemieszczanej materii i tempa przebiegu są takie jak w środowiskach podwodnych.

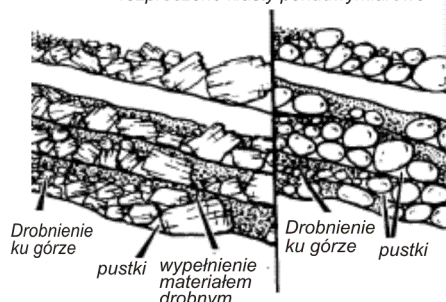
**Obrywy** (Ryc. 119) – występują na stokach stromych, prędkość rzędu 150 m/s, na ogół niewielka objętość, często kończą się jako lawiny skalne (spływy kolizyjne);  
 Przykłady: - r. 1811, Alpy Szwajcarskie, obryw o objętości ~10 mln m<sup>3</sup>;  
 - późny plejstocen, Tatry Zach. (Wantule, zakończenie Doliny Miętusiej),  
 obryw o objętości ~ 4 mln m<sup>3</sup>, pokrył powierzchnię 0,2 km<sup>2</sup>.



Przemieszczenia pojedynczych elementów lub mas rozczłonkowanego (ziarnistego) materiału



Płatowe rozmieszczenie rumoszu; rozproszone klasty ponadwymiarowe

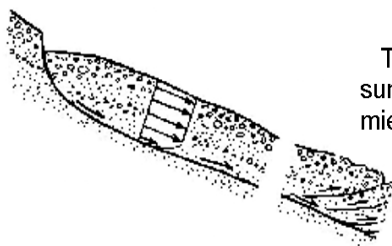


**Ryc. 119.** Obrywy napowietrzne (wg W. Nemeč, mat. niepublikowane)

**Ryc. 120.** Utwory obrywów napowietrznych (wg Blikra i Nemeč, 1998)

**Utwory** (Ryc. 120): soczewy brekcji, nieraz pojedyncze bloki skalne (olistolity), współcześnie głównie w piargach; utwory o chaotycznej strukturze, największe bloki z tendencją do grupowania u podnóża piargu; niski potencjał przerzucyjny.

**Ześlizgi** (osuwiska zwarte bez deformacji plastycznych; Ryc. 121) – występują na stokach o nachyleniu umiarkowanym; prędkość i objętość zróżnicowane w dużym przedziale, największe przechodzą w struktury tektoniczne – płaszczowiny grawitacyjne).

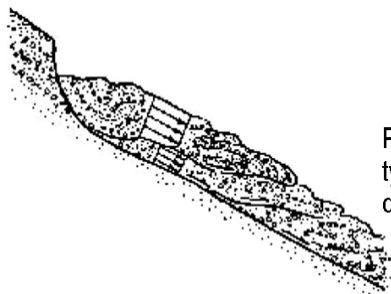


Translacyjne (jak na rysunku) lub rotacyjne przemieszczenia zwartych mas z nieznaczną deformacją wewnątrz

**Ryc. 121.** Ześlizgi napowietrzne (osuwiska zwarte; wg W. Nemeč, mat. niepublikowane)

Utwory: pojedyncze bloki skalne (olistolity), ciała spękanych mas często zimbrykowane bloki skalne – fragmenty ławic (utwory o strukturze dupleksowej).

**Osuwiska** (osuwiska zwarte i detrytyczne, z deformacjami plastycznymi; Ryc. 122) – występują na stokach o nachyleniu umiarkowanym i małym, prędkość do kilku cm/s; objętość do wielu km<sup>3</sup>, np. całe zbocze góry Przykrzec k/Jordanowa, N zbocze Babiej Góry). Klasyfikacja osuwisk współczesnych – patrz Klimaszewski, 1978.

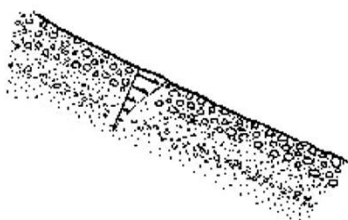


Przemieszczenia zwartych mas z intensywną deformacją fałdową i ścinaniem wewnątrz

**Ryc. 122.** Osuwiska napowietrzne (osuwiska detrytyczne; wg W. Nemeč, mat. niepublikowane)

Utwory: soczewy brekcji (rumoszów), diamiktytów, utworów mułowych o strukturze chaotycznej i strukturami deformacji plastycznych; w części przyspągowej laminy ze ścinania; spąg erozyjny, strop nierówny.

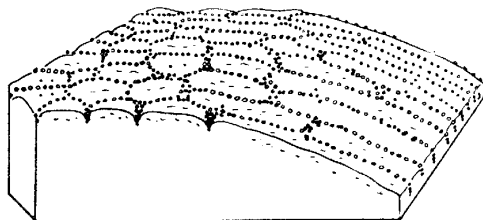
**Pełznięcie pokrywy zwietrzelinowej (gruntu)** (Ryc. 123) – na stokach połączonych (2° - 25°), efekt wysychania/nasiąkania gruntu, zamrażania/odmrażania, krystalizacji soli/rozpuszczania, ekspansji korzeni, działalności in- i epifauny; obejmuje warstwę osadu – kilka cm - ~10 m; tempo pełznięcia spada w głąb; Szczególnie wyraźne w obszarach zimnych – *soliflukcja* (obejmuje całe stoki).



Powolne poślizgi między ziarnami z quasistatycznymi kontaktami między ziarnami.  
Stopniowy zanik ruchu w głąb

**Ryc. 123.** Pełznięcie gruntu (wg W. Nemeč, mat. niepublikowane)

Utwory: podobne do osuwiskowych i spływów pokrywy zwietrzelinowej, chaotyczne, z deformacjami plastycznymi, konwolucjami (inwolucjami), *girlandami gruzowymi* na stropie i towarzyszącymi im klinami głazowymi w górnej części przekroju warstwy; ciała utworów bez wyraźnego spągu, o nierównym stropie (Ryc. 124).



**Ryc. 124.** Gleby strukturalne widok na powierzchni i w przekroju, według Sharpe'a (1938). Sieć kamienista przechodzi w obrębie stoku w pasy kamieniste

## Spływy

Przemieszczenia materiału w masie o własnościach plastycznych do płynnych, z całkowitym zatarciem struktury osadu wyjściowego. Spływy napowietrzne wykazują zróżnicowanie pod względem reologicznym jak spływy podwodne; spływy płynne odpowiadają podwodnym spływom zawieszinowym o wysokiej gęstości.

### Podstawowe rodzaje:

1. Spływy pokrywy zwietrzelinowej *sensu lato*,
2. Spływy wulkanoklastyków.

### Spływy pokrywy zwietrzelinowej *sensu lato*

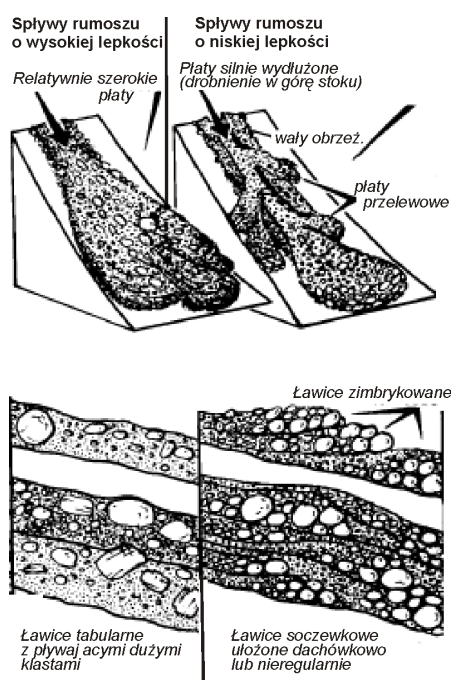
Tradycyjnie dzielone są zależnie od rodzaju przemieszczanego materiału na:

1. Spływy błota (mułowe, mułowo-rumoszowe, rumoszowo-mułowe, lawiny błotne),
2. Spływy rumoszu,
3. Spływy piasku,
4. Spływy kurzawki (piasku upłynnionego),
5. Spływy śniegu (przemieszczające materiał osadowy).

Spływy dzielone według rodzaju przemieszczanego materiału reprezentują różne kategorie spływów pod względem reologicznym:

1. Spływy błota = kohezyjne spływy plastyczne (spływy rumoszu) po spływy płynne (*spływy hiperskoncentrowane*),
2. Spływy rumoszu = bezkohezyjne, dylatacyjne spływy plastyczne po kohezyjne spływy plastyczne oraz spływy płynne,
3. Spływy piasku = bezkohezyjne, dylatacyjne spływy plastyczne,
4. Kurzawki – spływy plastyczne po spływy płynne,
5. Spływy śniegu = spływy plastyczne po spływy płynne.

**Spływy błota** zachodzą na stokach o nachyleniu  $5^{\circ}$ – $30^{\circ}$ , głównie żlebami; sposób podtrzymywania ziaren w zawieszeniu zależnie od frakcji (patrz subakwalne spływy kohezyjne). **Utwory** (Ryc. 125) parzlepnięte (diamiktyty) masywne, gruboławicowe, klasty wydłużone z tendencją ułożenia osi **a** równoległe do prądu, nieraz imbrykowane; laminacja ze ścinania przy spągu ławic, klasty rozmieszczone chaotycznie lub rozfrakcjonowane normalnie; akumulacja w obrębie stożków napływowych.



**Ryc. 125.** Napowietrzne spływy rumoszu - dwie kategorie różniące się lepkością, charakterystyczne dla stożków i fartuchów koluwalnych oraz ich osady (według Blikra i Nemeč 1998).

**Spływy rumoszu** – spływy dużych mas rumoszu napędzane kolizjami między klastami, liniowe (żlebami), zazwyczaj inicjowane przesyleniem materiału wodą: spływy bardzo szybkie, silnie turbulentne – lawiny skalne (lawiny ziemne).

Utwory: ortozlepiénce i brekcje o zwartym szkielecie, nieraz z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym; klasty wydłużone z osią 'a' równoległe do prądu, nieraz zimbrzykowane; akumulacja w obrębie stożków koluwalnych.

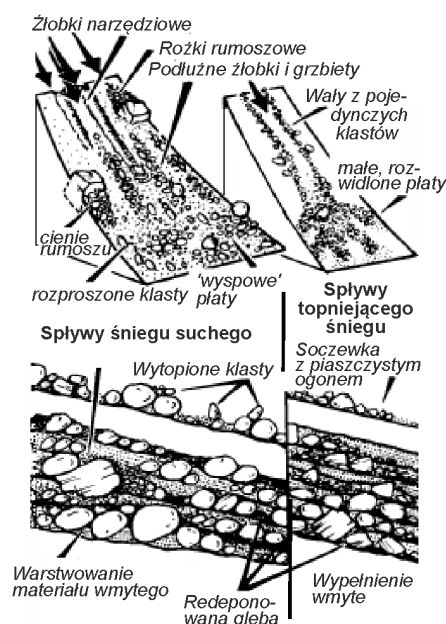
**Splywy piasku** (kolizyjne *sensu stricto*) – zachodzą na stokach wydym, obejmują warstwy piasku o miąższości kilku – kilkunastu cm, liniowe - strugami szer. kilkunastu – kilkudziesięciu cm.

Utwory: cm laminy piasku z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym, w obrębie wielkoskalowego warstwowania przekątnego.

**Kurzawki** (spływy piasku upłynnionego) – formowane w efekcie nacinania piaszczystych warstw wodonośnych i przesycenia wodą piasku na stokach.

Utwory: cienkie do bardzo grubych warstwy piasku (piaskowca) masywnego ze strukturami ucieczki wody.

**Splywy śniegu** (lawiny) – ważny proces kształtowania osadu na stokach i u ich podnóży, na obszarach klimatu umiarkowanego.



**Ryc. 126.** Spływy śniegu suchego i topniejącego, charakterystyczne dla stożków i fartuchów koluwalnych oraz ich osady (wg Blikra i Nemeč 1998).

Inicjacja i przebieg: odcinanie śniegu od podłoża powodowane przeciążeniem i jego grawitacyjne przemieszczanie w dół stoku. Przemieszczające się masy śniegu mogą przenosić materiał z podłoża.

Utwory (Ryc. 126): żwiry zapiaszczone o budowie chaotycznej. Od osadów innych spływów różnią się tendencją do wstęgowego rozmieszczenia dużych otoczków i głazów, ułożonych osią 'a' poprzecznie lub równoległe do kierunku transportu.

### **Spływy wulkanoklastyków - lahary**

**Lahary** to gwałtowne spływy zawodnionego materiału piroklastycznego (o charakterze spływów rumoszowych i hiperskoncentrowanych) – efekt silnych opadów, roztopów, przelania wód z krateru na początku erupcji; zasięg do kilkudziesięciu km.

Utwory: zbudowane z materiału wulkanoklastycznego o dużym udziale popiołu, masywne, nieraz warstwowane, niefrakcjonowane lub z normalnym, nieraz z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym, z laminami ze ścinania przy spągu ławic.

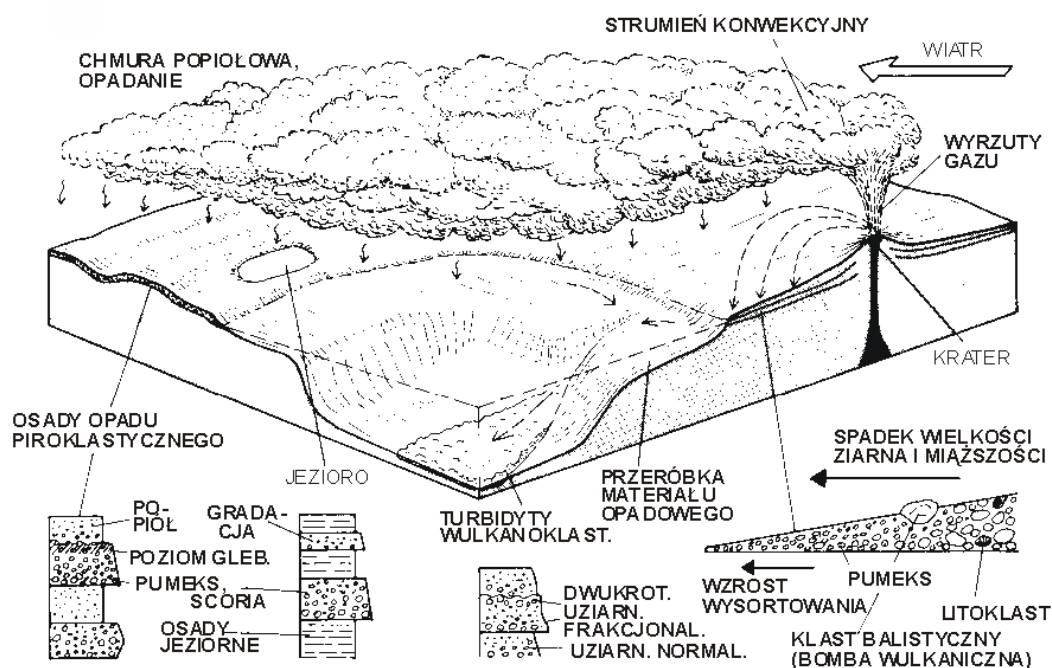
## PROCESY SEDYMENTACYJNE TOWARZYSZĄCE WYBUCHOM WULKANÓW ICH ZAPIS GEOLOGICZNY

Rodzaje:

1. Opady piroklastyczne (transport balistyczny pojedynczych ziaren, transport grawitacyjny jedynie podczas opadania),
2. Spływy piroklastyczne (spływy gorących chmur; ang. *pyroclastic flows*),
3. Nawały piroklastyczne (ang. *base surge*).

Opady piroklastyczne – efekt erupcji piroklastycznych, freaticznych. Materiał rozprzestrzeniany z wiatrem (setki – tys. km), stopniowe wypadanie ziaren od najgrubszych; sedymentacja na lądzie i w wodzie (Ryc. 127).

Utwory:- aglutynaty, aglomeraty, brekcje piroklastyczne (Ryc. 128) – w strefach proksymalnych, typowe dla erupcji typu strombolijskiego (Ryc. 129);  
- brekcje z akrecyjnymi lapille, tufy z materiałem różnych frakcji - erupcje typu pliniańskiego; miąższość warstw i ziarno maleją z odległością od wulkanu.

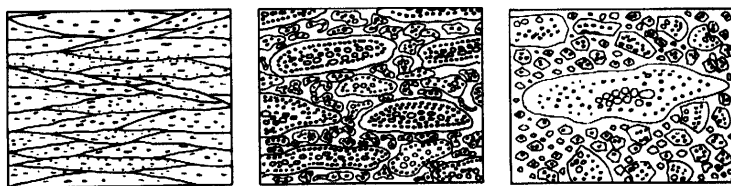


Ryc. 127. Erupcja pliniańska i jej produkty (według Einsele 1992)

Spływy piroklastyczne – chmury mieszaniny rozżarzonych części stałych (pyłu, piasku wulkanicznego, bomb) z parą wodną i gazami – rodzaj prądu zawieszin.; temperatura wewnątrz kilkaset - 1000°C; zróżnicowany skład teksturowy, stapianie części stałych (Ryc. 130).

Utwory: ignimbryty - zbudowane z okruchów pumeksu i popiołu wulkanicznego, o uziarnieniu normalnym i odwróconym, różnym składzie tekstur.; zazwyczaj występują w obniżeniach terenu; podścielone osadem nawały piroklastycznej; przykryte popiołem opadowym (Ryc. 129, 131).



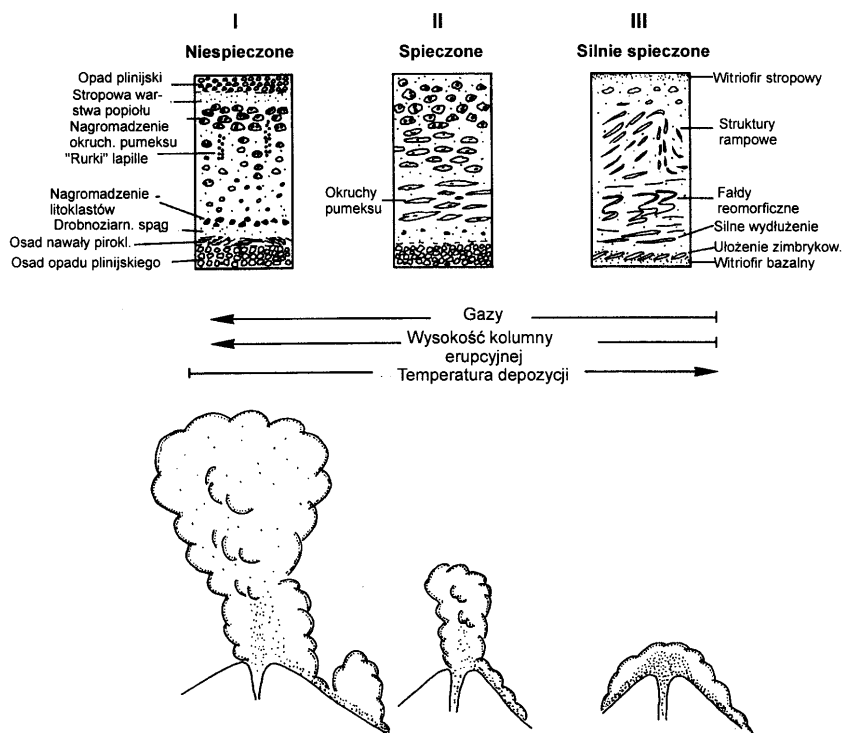


A

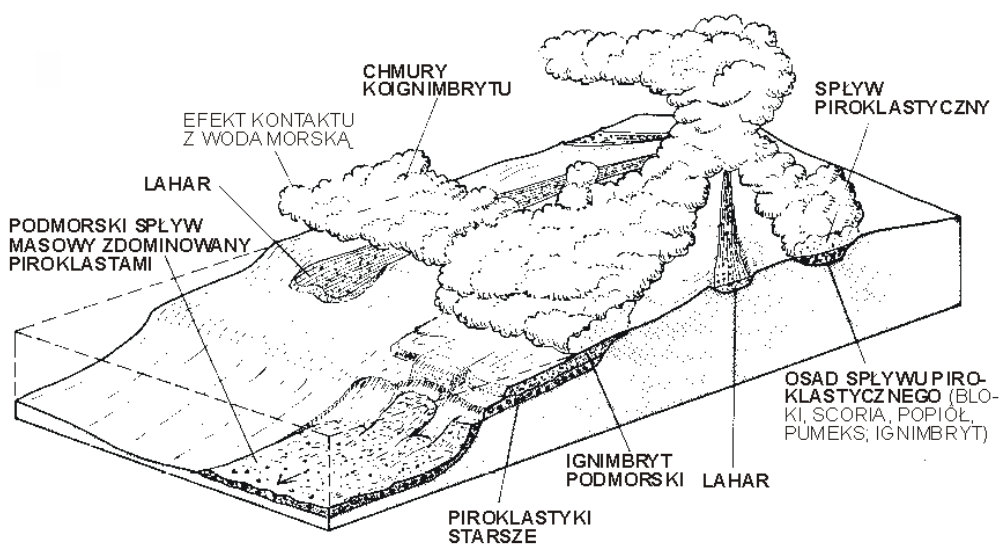
B

C

Ryc. 128. Najważniejsze rodzaje skał piroklastycznych ze szlaką (według Fuechtbauer 1988). A – aglutynat, B – aglomerat, C – brekcja wulkaniczna

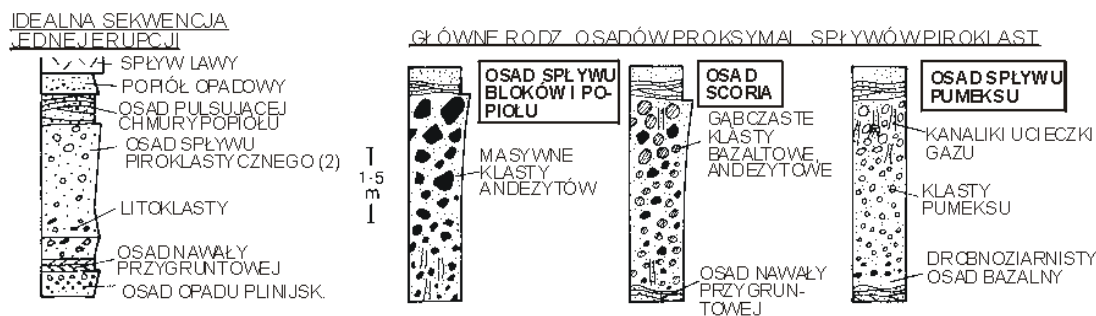


Ryc. 129. Charakter erupcji a rodzaj i cechy ignimbrytu według Fuechtbauer 1988



Ryc. 130. Załamanie kolumny erupcyjnej i formowanie spływów piroklastycznych (ignimbrytowych; według Einsele 1992)

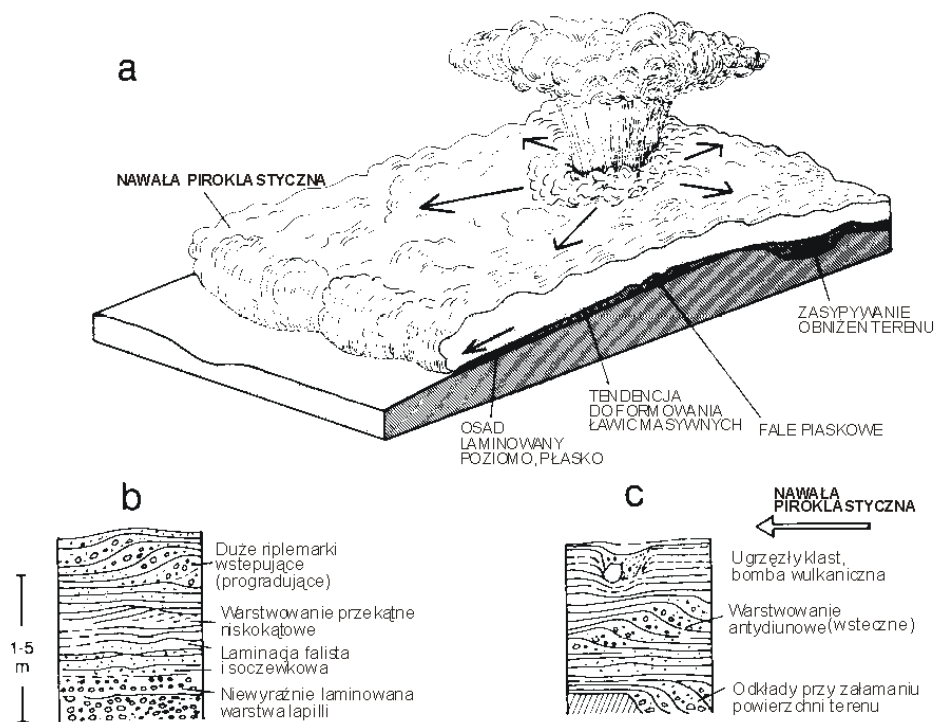
Osady pojedynczych erupcji wykazują duże uporządkowanie profilu pionowego (Ryc. 131)



Ryc. 131. Model utworów jednej erupcji oraz główne rodzaje osadów spływów piroklastycznych (według Einsele 1992)

**Nawały piroklastyczne** (ang. *base surges*) – bardzo szybkie, turbulентne spływy o niskiej gęstości i różnej temperaturze, rozchodzące się w fali uderzeniowej (Ryc. 132).

**Utworki:** zazwyczaj cienkie, nieregularne warstwy słabo rozsortowanego materiału frakcji piaskowych – żwirowych, głównie okruchy utworów starszych (litoklasty), laminowane poziomo i przekątnie niskokątowo, okrywające powierzchnię terenu, z koncentracją w obniżeniach, w odległości do kilku km od wulkanu.



Ryc. 132. Nawała piroklastyczna i jej osady (według Einsele 1992)

## KSZTAŁTOWANIE OSADÓW PRZEZ TRZĘSIENIA ZIEMI

1. Inicjowanie masowych grawitacyjnych przemieszczeń osadu na duże odległości, przebieg transportu podobny do inicjowanego przez inne czynniki;
2. Przebudowa osadu bez redepozycji.

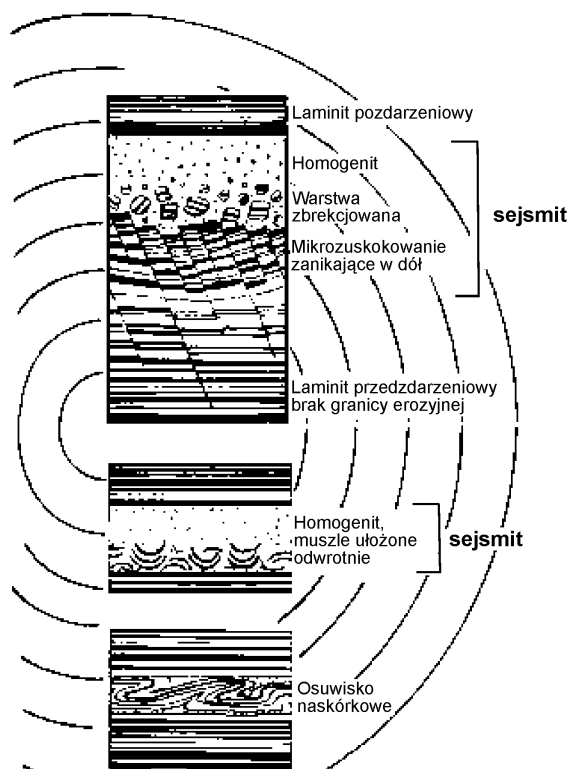
### Cechy osadów

Ad. 1. – takie jak osadów z masowych przemieszczeń o innej genezie;

Ad. 2. – **sejsmity**,

Cechy sejsmitu od dołu (według Seilacher 1991; Ryc. 133):

- stopniowo wyodrębniająca się brekcja, bez wyraźnego spągu;
- człon osadu jednorodnego (mułowca, piaskowca; **homogenitu**), stopniowo wyodrębniający się z brekcji, ograniczony od góry ostrą powierzchnią, nieraz ze strukturami ucieczki wody.



**Ryc. 133.** Ukształtowanie sejsmitów w zależności od rodzaju utworów występujących przy powierzchni terenu oraz odległości od epicentrum trzęsienia ziemi, wg Seilacher 1991.



## PROCESY DEFORMACJI OSADU I SPOSOBY ICH ZAPISU

### Podstawowe rodzaje procesów deformacji:

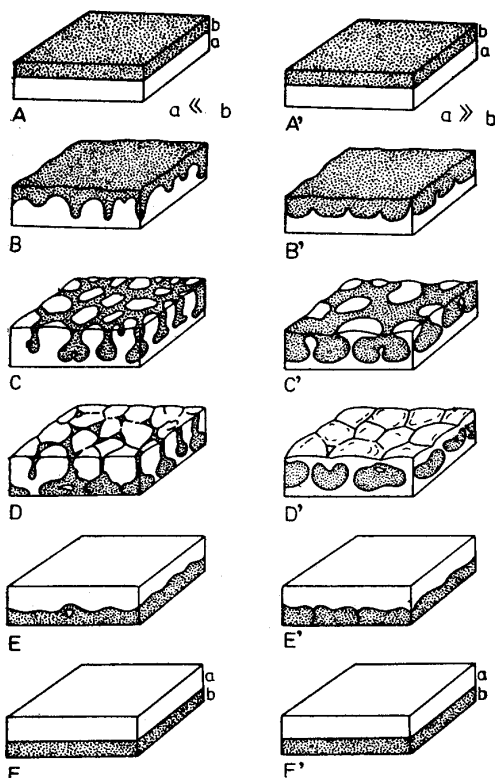
- wywołane niestatecznym warstwowaniem gęstościowym,
- wywołane zaburzeniem stateczności materiału plastycznego/osadu upłynnionego,
- wywołane naporem prądów na podłoże,
- wywołane naporem przedmiotów na podłoże,
- wywołane ucieczką wody z osadu,
- wywołane wydzielaniem się gazu z osadu;
- wywołane kurczeniem (wysychaniem, zamarzaniem) osadu,
- wywołane pęcznieniem osadu,
- wywołane rozrywaniem dna basenu.

### Deformacje wywołane niestatecznym warstwowaniem gęstościowym

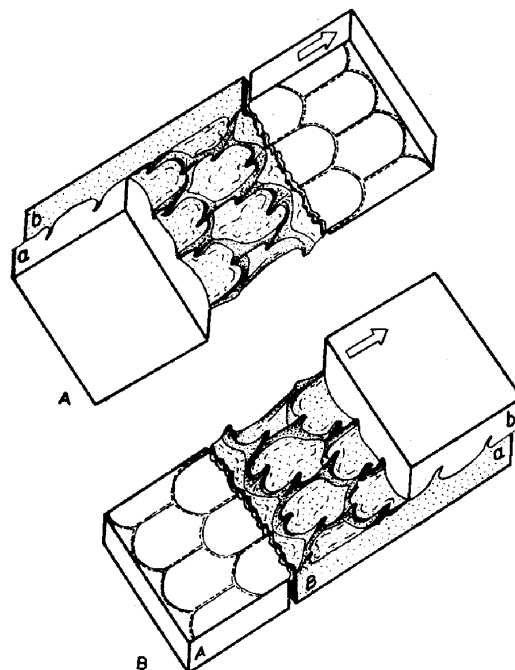
#### Podstawowe uwarunkowania sposobów deformacji:

- relacje lepkości kinematycznej sąsiadujących warstw osadu (Ryc. 134),
- dynamiki układu (różny styl deformacji w układzie ruchomym i nieruchomym; Ryc. 135).

Struktury powstające na kontakcie warstw w efekcie deformacji obciążeniowej to **pograży** (ang. *load casts*). Struktury wyciągnięte na zewnątrz, najczęściej ku górze od poziomu deformacji obciążeniowej = **struktury płomieniowe** (ang. *flame structures*).



**Ryc. 134.** Kolejne stadia rozwojowe deformacji pograżowych w układach nieruchomych różniących się relacjami lepkości kinematycznej. W kolumnie A-F warstwa 'a' ma lepkość znacznie mniejszą niż warstwa 'b', w kolumnie A'-F' układ jest odwrotny. (według Cegła & Dżułyński 1970)

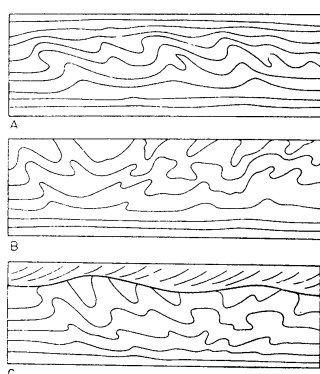


**Ryc. 135.** Deformacje pograżowe w układzie z ruchem poziomym warstwy grzeźniającej. **A** – układ z warstwą 'a' o znacznie mniejszej lepkości kinematycznej, **B** – układ z warstwą 'b' o znacznie mniejszej lepkości kinematycznej (według Anketell et al. 1970)

Silne pofałdowanie w poziomie osadów głównie drobnopiaszczystych, bardzo cienkolaminowanych, z wąskopromiennymi antyklinami i szerokopromiennymi synklinami to **warstwowanie konwolutive** (konwolucje; ang. *convolute bedding*; Ryc. 136).

Geneza konwolucji:

1. Deformacja nierównego, upłynnionego podłoża o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym przy udziale przepływającego prądu (np. grzęźnięcie migrujących ripplemarków; Kuenen 1953).
2. Deformacja osadu pogrzebanego, o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym, po upłynnieniu osadu (Anketell & Dżułyński 1969).
  - a) deformacje w układzie statycznym,
  - b) deformacje w układzie dynamicznym.
3. Deformacje wywołane wyciskaniem wody (Migliorini 1950).



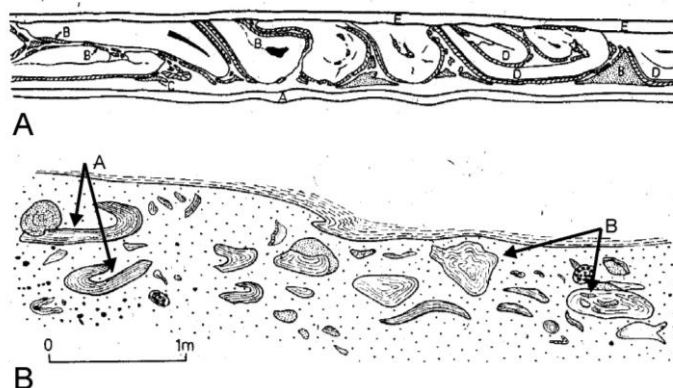
**Ryc. 136.** Zaburzenia konwolucyjne. A – wygasające w stropie ławicy, B i C – ścięte przez przykrywającą warstwę

Grunt z siecią kamienistych pierścieni to **grunt (gleba) strukturalny** (ang. *patterned ground*; charakterystyczny dla obszarów peryglacjalnych; Ryc. 124). Powstaje w efekcie grzęźnięcia rumoszu skalnego na powierzchni rozmarznionego gruntu (gruntu podatnego na deformacje pogrążowe) i kompensacyjnego wypychania ku górze, w miejscu słabiej obciążonym, kolumny materiału drobnopiaszczystego. Spływanie po stoku pokrywy osadowej oraz pogrążowe sortowanie materiału, tak jak przy tworzeniu gruntu strukturalnego, powoduje formowanie na stoku językowych spłaszczeń obrzeżonych pasami rumoszu nazywanych **girlandami gruzowymi (pasami kamienistymi)**.

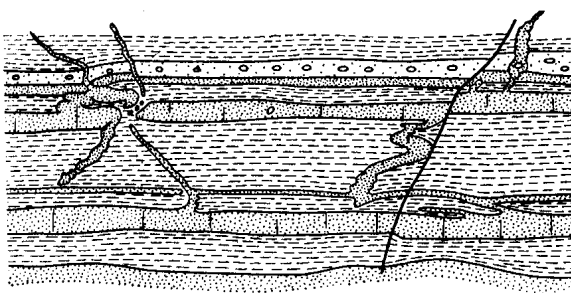
Deformacje wywołane brakiem stateczności materiału plastycznego/osadu upłynnionego  
Są to deformacje ciągłe (**faldy sedymentacyjne, m.in. faldy pochewkowe** deformacje nieciągłe – rozrywanie (brekcjowanie) materiału sztywnego i plastycznego, m.in. **platy deformacyjne**, rejestrowane w osuwiskach i ześlizgach oraz przy pełnieniu osadu (Ryc. 137), a także **toczenie** tworzące się z dużych klastów plastycznego mułu, toczonych po powierzchni terenu oraz struktury iniekcyjne (**żyły klastyczne = dajki klastyczne** (Ryc. 138). Efektem deformacji osadu plastycznego są również **deformacyjne faldy obalone** oraz **zestromienia laminacji** tworzące się w osadzie laminowanym przekątnie (Ryc. 139).

Struktury uformowane naporem prądów na podłożu:

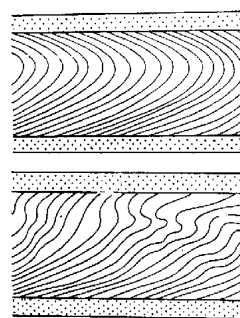
Gęste prądy mogą grzęznąć w nieskonsolidowanym, zawodnionym podłożu powodując jego odkształcanie i rozrywanie. Efektem jest przekształcanie struktury deformowanego osadu, powstawania struktury chaotycznej, uławicenia zaburzonego tak jak w utworze osuwiska, z różnym stopniem porozrywania podłoża i deformacji poszczególnych fragmentów (uławicenie zaburzone rozdrobnione, nierozdrobnione, tak jak przy zaburzeniu stateczności osadu plastycznego).



**Ryc. 137.** Struktury chaotyczne. **A** – uławicenie zaburzone A-E – kolejne ławice (według Dżułyński 1963); **B** – struktura chaotyczna (rozdrobione uławicenie zaburzone według Książkiewicz 1958), **A** – fałdy sedymentacyjne, **B** – płyty deformacyjne



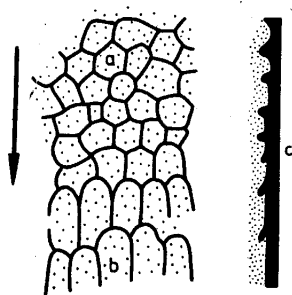
**Ryc. 138.** Żyły piaskowcowe w utworach fliszowych Karpat (z Gradziński et al. 1986)



**Ryc. 139.** Deformacyjne fałdy obalone (według Allen & Banks 1972, z Gradziński et al. 1986)

Struktury uformowane naporem wirów prądowych na podłożu (Ryc. 140):

- **struktury wieloboczne,**
- **struktury łuskowe,**
- **grzbiety i bruzdy prądowe,**
- **struktury pierzaste** (patrz Gradziński et al. 1986).

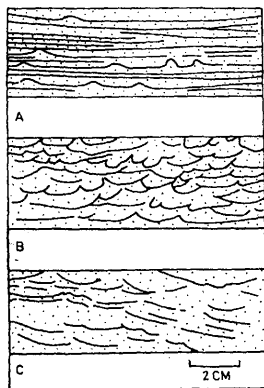


**Ryc. 140.** Przechodzenie struktur wielobocznych w struktury łuskowe (według Dżułyński & Simpson 1966)

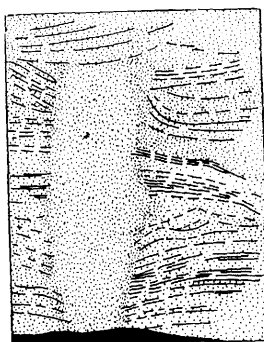
Struktury uformowane naporem przedmiotów na podłożu: są to subtelne pofałdowania osadu w formie strzałki (**ślady strzałkowe**) z ostrzem zwróconym w kierunku przemieszczania się przedmiotu niesionego przez prąd.

Struktury uformowane ucieczką wody z osadu (Ryc. 141, 142):

- **struktury miseczkowe** (znaczone laminami wzbogaconymi w il i przemytymi aureolami poniżej),
- **struktury kolumnkowe** (ślady pionowej ucieczki wody z osadu),
- **wulkany błotne.**



Ryc. 141. Różne typy struktur miesięzkowych (wg Gradziński et al. 1986)



Ryc. 142. Kanał ucieczkowy (wg Gradziński et al. 1986)

Struktury uformowane wydzielaniem się gazu z osadu:

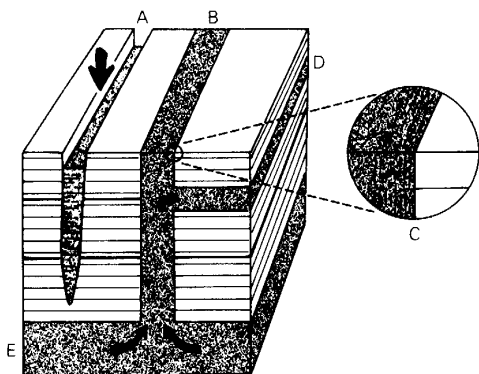
- bąble gazowe,
- struktury oczkowe (fenestralne).

Struktury uformowane kurczeniem osadu (wysychaniem, zamrażaniem, synerezą):

- spękania z wysychania,
- kliny mrozowe,
- spękania synerezyjne (efekt kurczenia osadu powodowany nagłym spadkiem zasolenia wody; poligony podobne do spękań z wysychania oraz niewielkie żyłki piasku).

Struktury uformowane wypełnieniem szczelin tektonicznych na dnie morza:

- dajki neptuniczne (Ryc. 143)



Ryc. 143. Dajka neptuniczna a żyła klastyczna

Ślady kropel deszczu – punktowe zagłębienia na powierzchniach uławicenia osadu powstałe w efekcie uderzenia kropli deszczu. Powstają przy śladowych opadach dużych kropli; charakterystyczne dla osadów playa.

Struktury uformowane niestatecznym warstwowaniem gęstościowym oraz cementacją osadu:

- struktury gruzłowe (patrz Gradziński et al. 1986)

Struktury uformowane krystalizacją minerałów:

- struktury trzewiowe (silnie pofałdowane żyłki mineralne),
- struktury siateczkowe (ang. *chickenwire structure*)
- odciski kryształów,
- struktury tepee (podgięcie ku górze rozerwanych lamin osadu spowodowane wzrostem jego objętości, na skutek krystalizacji nowych minerałów).

## CHEMICZNE I BIOTYCZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH PRODUKTY

### Czynniki kształtujące chemiczne i biotyczne procesy sedymentacyjne

1. Skład chemiczny materii w basenie sedymentacyjnym,
2. Fizyczna dynamika środowiska,
3. Temperatura.

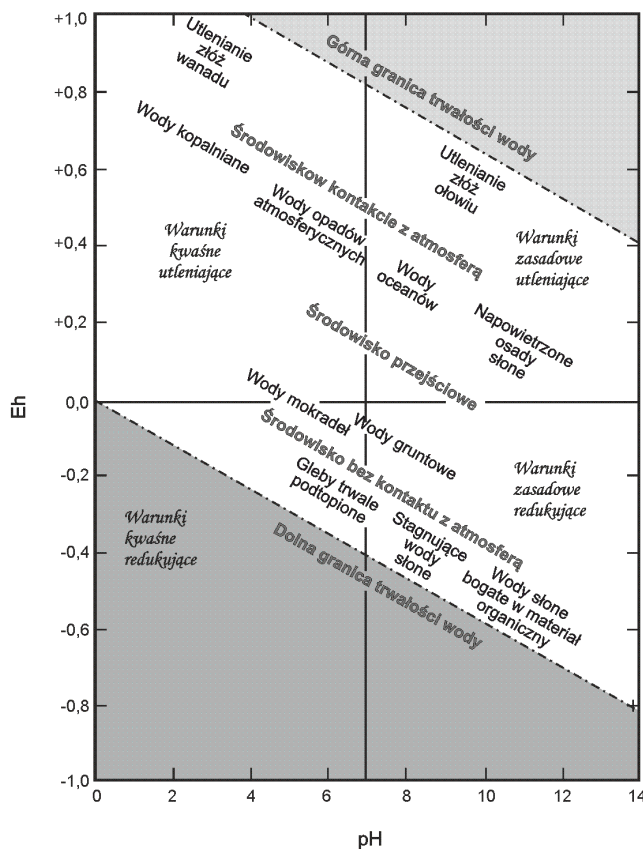
Są to procesy napędzane zaburzeniami równowagi chemicznej i przekształceniami układów mniej stabilnych w bardziej stabilne:

opal → kwarc; aragonit → kalcyt; getyt → hematyt;  
procesy redox.

### Parametry chemiczne środowisk sedymentacyjnych o zasadniczym znaczeniu sedymentologicznym

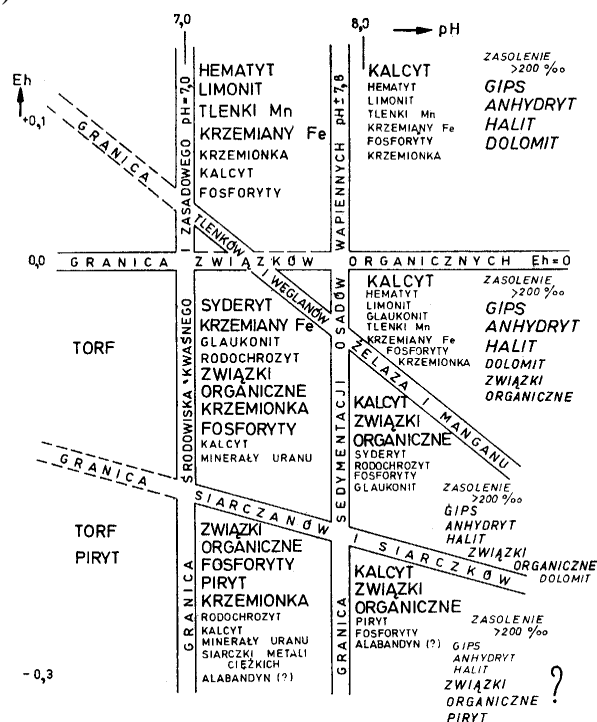
1. Skład chemiczny wód,
2. Eh wód, położenie poziomu Eh = 0 (poziomu redoks) i poziom natlenienia środowiska (Ryc. 144),
3. pH wód (trwałość CaCO<sub>3</sub> i SiO<sub>2</sub>; Ryc. 144),
4. Zawartość i dostawa nutrientów (żywność środowiska),
5. Głębokość kompensacji kalcytu (CCD) w oceanach.

Skład chemiczny wód → pH i Eh środowiska, żywność, położenie CCD, rodzaj procesów chemicznych, rodzaj i cechy osadów.

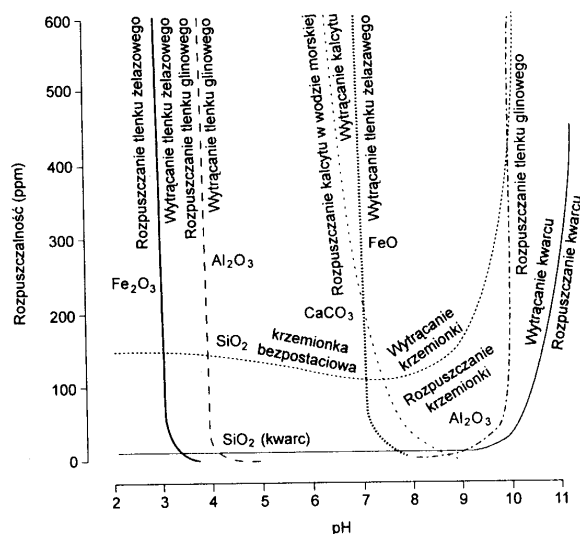


Ryc. 144. Eh i pH wód w różnych środowiskach (według Baas Becking et al. 1964)

Trwałość substancji naturalnych kształtowana jest przez reżim Eh i/lub pH wód otaczających (Ryc. 145, 146).



Ryc. 145. Pola trwałości ważniejszych substancji naturalnych występujących w morskich osadach biogenicznych i hydrogenicznych w zależności od Eh i pH wody (według Krumbein & Garrles 1952)



Ryc. 146. Rozpuszczanie (w ppm) – wytrącanie krystalicznego kwarcu, krzemionki bezpostaciowej, tlenku Al, tlenku Fe i węglanu wapnia w zależności od pH otaczającej wody (według Summerfield 1991)

Eh/poziom natlenienia środowiska decyduje o świecie organicznym i możliwościach akumulacji materii organicznej („trwała” w warunkach anoksydacyjnych).

Położenie poziomu Eh = 0 względem dna basenu (morza/jeziora):

- wysoko nad dnem – baseny euksyniczne, o stagnującej wodzie,
- na powierzchni dna – baseny o słabej cyrkulacji oraz poniżej stref o wysokiej produktywności organicznej,
- poniżej dna, w osadzie – baseny o intensywnej cyrkulacji wody i/lub niewielkiej dostawie materiału organicznego; zazwyczaj do kilkudziesięciu cm poniżej dna.

## Rodzaje środowisk wodnych pod względem zawartości O<sub>2</sub>

1. *Oksyczne* (dobrze natlenione; zawartość O<sub>2</sub> > 1 ml/l H<sub>2</sub>O; najbogatsze biocenozy; niski potencjał prezerwacji materii organicznej),
2. *Dyzoksyiczne* (niedotlenione; zawartość O<sub>2</sub> = 0,1–1 ml/l H<sub>2</sub>O; zubożone biocenozy; podwyższony potencjał prezerwacji materii organicznej),
3. *Anoksyiczne*, (beztlenowe; brak O<sub>2</sub> w wodzie; najwyższy potencjał prezerwacji materii organicznej).

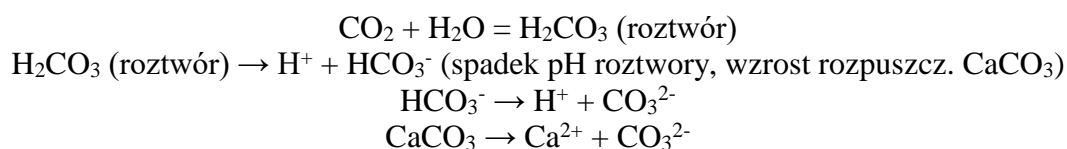
Natlenienie w słupie wody jest zróżnicowane. W morzach, w górnej części słupa wody natlenienie spada ze wzrostem głębokości, następnie zazwyczaj wzrasta. **Strefa minimum tlenuwego** (OMZ) pokrywa się z krawędzią szelfu i górną częścią skłónów kontynentalnych.

Natlenienie dna basenów wodnych → bogactwo bentosu, intensywność, głębokość i zróżnicowanie bioturbacji oraz stopa akumulacji nietrwałej materii organicznej.

## Rozpuszczanie – wytrącanie CaCO<sub>3</sub>

### Rozpuszczanie

Wzrost ze spadkiem pH wody; silna zależność od ilości CO<sub>2</sub> rozpuszczonego w wodzie.



Wzrost koncentracji H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → zaburzenie równowagi ciśnienia parcjalnego CO<sub>2</sub> na granicy powietrze/woda → chłonięcie przez wodę CO<sub>2</sub> z powietrza → wzrost rozpuszczania CaCO<sub>3</sub>.

Głębokościowy zasięg pelagicznej sedymentacji materiału wapiennego wyznaczany jest przez głębokość kompensacji kalcytu (CCD), wspólnie ~5000 m w strefie równikowej, słyca się w kierunku biegunów (poniżej CCD sedymentacja pelagiczna materiału niewapiennego). CCD znajduje się głębiej niż głębokość kompensacji aragonitu (ACD).

Głębokość, na której tempo rozpuszczania kalcytu przewyższa tempo jego sedymentacji i wytrącania = **lizoklina kalcytowa**. Głębokość, na której tempo rozpuszczania aragonitu przewyższa tempo jego sedymentacji i wytrącania = **lizoklina aragonitowa**.

### Wytrącanie

Wody przy powierzchni mórz są przesycone względem CaCO<sub>3</sub>. Jego wytrącanie jest blokowane przez związki organiczne, jony Mg<sup>++</sup>, P<sup>4+</sup>, w mniejszym stopniu S<sup>-</sup>.

#### Wytrącanie CaCO<sub>3</sub> narasta z:

- usuwaniem związków organicznych przy wysokich pH wody,
- wzrostem natężenia fotosyntezy (pobór CO<sub>2</sub> → wzrost pH),
- rozwojem bakteryjnej redukcji siarczków (wzrost pH do 9,5).

Nagle, masowe wytrącanie CaCO<sub>3</sub> występuje w ciepłych morzach, objawia się zabieleniem wody (ang. *whiting*; nie wszystkie zabielenia są efektem masowego wytrącania CaCO<sub>3</sub>).

## Rozpuszczanie–wytrącanie SiO<sub>2</sub>

W systemach niskotemperaturowych SiO<sub>2</sub> wytrąca się z naturalnych roztworów wodnych przez fazę żelu, najpierw jako krzemionka bezpostaciowa – **opal-A**. Opal-A produkowany jest również przez niektóre organizmy (głównie okrzemki i promienice) jako tworzywo pancerzyków, osłonek komórek.

Ze wzrostem głębokości pogrzebienia opal-A przechodzi w fazę krystobalitowo-trydymitową (**opal-CT**), a następnie w kwarc. Tempo przekształcania rośnie ze wzrostem temperatury.

Przekształcanie krzemionki polega na rozpuszczaniu fazy nietrwałej dla danych warunków i w jej miejsce wytrącanie fazy nowej, stabilnej w tych warunkach; nie powoduje zacierania pierwotnej struktury skały.

Opal-CT występuje zazwyczaj jako cement w skałach; tworzy sferoidy (**lepisfery**) o średnicy 1-10 μm oraz blaszki o wielkości 10-100 μm (Calvert 1974; Oehler 1975).

Na drodze nieorganicznej opal-A wydziela się z lekko alkalicznych roztworów wodnych o niewielkim stężeniu innych jonów. W roztworach zasobnych w kationy opal-A ulega rozpuszczeniu, tworząc polimery. Polimery ulegają stopniowej flokulacji, a następnie przekształceniu w opal-CT. Krystalizację opalu-CT wzmagają węglany.

## **Formowanie osadów dolomitowych**

Dolomit idealny – wysoce uporządkowane ułożenie naprzemianległych warstw kationów i anionów: Mg<sup>2+</sup>- CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> - Ca<sup>2+</sup> - CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> - Mg<sup>2+</sup> ....

Protodolomit – minerał o sieci przestrzennej zdeformowanej nadmiarem Ca<sup>2+</sup> w stosunku do Mg<sup>2+</sup>. Wzrost udziału dolomitów z wiekiem skał - efekt postępującej dolomityzacji.

Podział dolomitów zależnie od czasu powstania względem czasu uformowania serii skalnej, w której występują:

- **syngenetyczne**: pierwotne (wytrącane bezpośrednio z roztworu wodnego - *syndepozycyjne*) i wczesnodiagenetyczne (efekt dolomityzacji węglanu wapnia),
- **epigenetyczne**: późnodiagenetyczne.

Istnienie dolomitów pierwotnych jest niejasne (nie stwierdzono spontanicznego wytrącania).

Przykłady występowania współczesnych osadów dolomitowych:

1. Jezioro Deep Spring (Kalifornia; ?pierwotne),
2. Sebha na wybrzeżu W Zatoki Perskiej,
3. Okresowe jeziora w sąsiedztwie Zatoki Coorong (S Australia; ?pierwotne),
4. Słone jeziora na wyspie Bonaire (Antyle),
5. Obszary supralitoralne na Wyspie Andros (Bahamy),
6. Jezioro Bałchasz (Kazachstan),
7. Jezioro Balaton.

Nierozpuszczanie dolomitu w wodzie morskiej jest prawdopodobnie spowodowane jej przesyleniem względem tego minerału (Amsbury 1962).



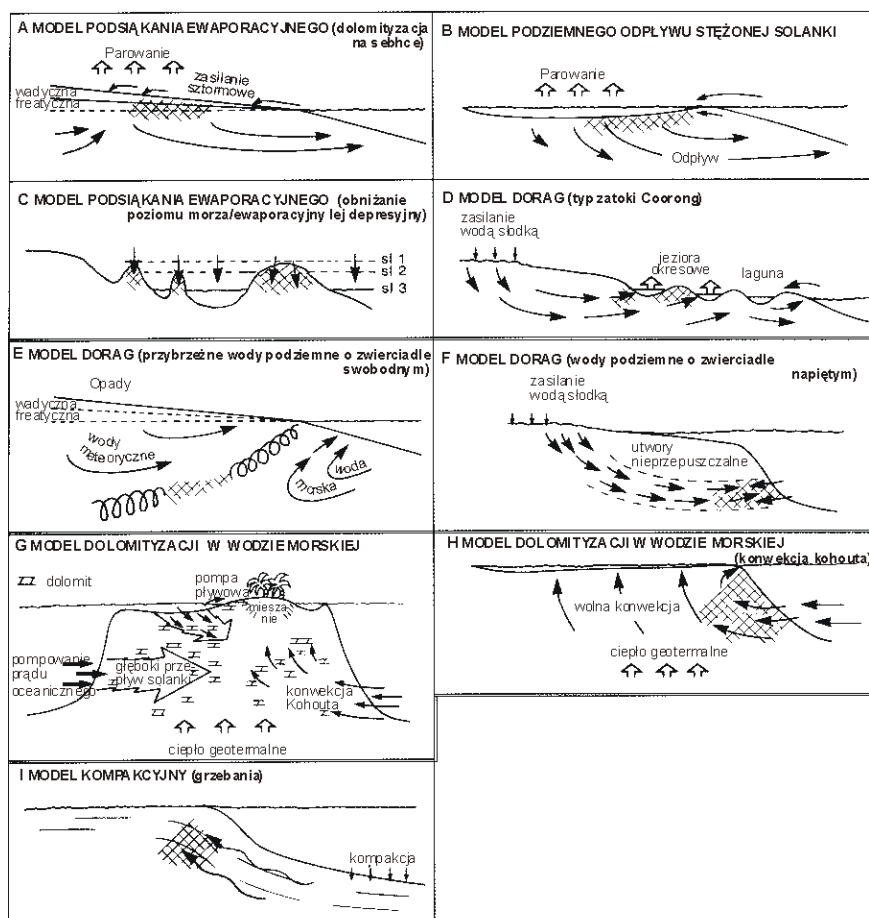
Brak precipitacji dolomitu z wody morskiej jest spowodowany:

1. Wysoką prędkością precipitacji, uniemożliwiającą osiągnięcie wysokiego uporządkowania właściwego dla dolomitu (naprzemianległe ułożenie warstw kationów i anionów:  $Mg^{2+}$ - i  $CO_3^{2-}$ )
2. Utrudnioną dehydratacją jonów  $Mg^{2+}$ ,
3. Niską aktywnością jonów  $CO_3^{2-}$  (woda morska zawiera głównie  $HCO_3^-$  podczas gdy dolomit tworzy się z jonów  $CO_3^{2-}$ ).

Przechodzenie kryształów wysokomagnezowego kalcytu ( $Ca_{80}Mg_{20}$ ) w głąb, w dolomit ( $Ca_{55}Mg_{45}$ ), zaobserwowane w osadach Jeziora Deep Spring, jest uważane za efekt postępującego zastępowania Ca przez Mg (Peterson et al. 1963, 1966), oraz za wskaźnik egzogenicznego powstawania dolomitu. Dolomityzacji sprzyjają roztwory o wysokiej alkaliczności = o wysokim pH.

### Modele formowania dolomitów współczesnych (Ryc. 147):

1. Model podsiąkania ewaporacyjnego (ang. *evaporative pumping*, Hsu & Siegenthaler 1969; dolomityzacja na obszarze sebhaj; Ryc. 147A, C):  
odparowywanie wody porowej (wytrącanie gipsu - podwyższanie stosunku Mg/Ca)  
kompensowane dopływem wody morskiej → dolomityzacja otaczających węglanów;  
dopływ wód słodkich → cementacja osadu węglanem wapnia.



Ryc. 147. Modele formowania dolomitów (z Fluegel 2003).

2. Model podziemnego odpływu stężonej solanki (ang. *seepage reflux*; Adams & Rhodes 1960; dolomityzacja na wyspie Bonaire), (Ryc. 147B):

zasilanie jeziora przybrzeżnego wodą infiltrującą z morza, odparowywanie jeziora z wytrącaniem gipsu → wzrost stosunku Mg/Ca do 30:1, podziemny przepływ stężonej solanki przez osady wapienne → dolomityzacja.

3. Model Dorag (Badiozamani 1973; dorag - pol. *mieszaniec*; Ryc. 147D, F): dolomityzacja osadów wapiennych pod wpływem mieszaniny wód morskich i meteorycznych (roztwór o zaw. 5-30% wody morskiej jest nienasycony względem kalcytu lecz przesycony względem dolomitu (dolomityzacja raf Jamajki; węglanów zatoki Coorong).
4. Model dolomityzacji w wodzie morskiej (Ryc. 147G, H). dolomityzacja osadów wapiennych pod wpływem stężonej, podgrzanej solanki.
5. Model kompakcyjny (Ryc. 147I) dolomityzacja osadów wapiennych pod wpływem stężonych podgrzanych solanek wyciskanych kompakcyjnie z osadów pogrzebanych.

### Formowanie ewaporatów

**Ewaporaty** – utwory zbudowane z łatwo rozpuszczalnych minerałów, gł. chlorków i siarczanów, wytrąconych z wód naturalnych przesyconych na skutek parowania.

W efekcie parowania z roztworów wodnych mogą wytrącać się również minerały trudnorozpuszczalne, m.in. tlenki i wodorotlenki Fe, Mn, CaCO<sub>3</sub> krzemionka. Minerały o takiej genezie należą do ewaporatów *sensu lato*.

Ewaporaty powstają w różnych warunkach: od por i szczelin w skałach, poprzez powierzchnie skalne, po jeziora i morza.

Na powierzchniach skalnych w efekcie parowania formowane są powłoki mineralne (inkrustacje mineralne; m.in. polewy pustyniowe) i naskorupienia zbudowane głównie z minerałów trudno rozpuszczalnych takich jak tlenki i wodorotlenki Fe, Mn, krzemionka, nieraz CaCO<sub>3</sub>.

W wysychających jeziorach tworzą się naskorupienia ewaporatów oraz przewarstwienia ewaporatów (halitu i węglanu Na) z osadem iłowym/mułowym. Towarzyszą im struktury tepee i struktury poligonalne.

Grube, twarde naskorupienia mineralne na powierzchniach skalnych oraz twarde warstwy przy powierzchni gruntu niezwięzłego uformowane w efekcie parowania nazywane są **durikrustami** albo *hardpanami*. Durikrusty zbudowane głównie z tlenków i wodorotlenków Fe nazywane są **ferrikretami**. Do ferrikretów można zaliczyć warstwy orsztynu. Durikrusty zbudowane z SiO<sub>2</sub> nazywane są **silkretami**. Durikrusty zbudowane z CaCO<sub>3</sub> nazywane są **kalkretami** (**kalicze**; znane są również gipsokrety, dolokrety itp.).

**Kalicze** (caliche) to zwięzłe warstwy konkretyjno-cementacyjne i impregnacje CaCO<sub>3</sub>, głównie w osadach okrucowych, zazwyczaj cienkolaminowane, z laminami falistymi, stopniowo zanikające w głąb; formowane na lub przy powierzchni terenu.

Efektom ewaporacji są również **róże pustyni** = skupienia kryształów gipsu wytrąconych w osadzie (piasku).

Ewaporatowe wypełnienia por i szczelin w skałach tworzy najczęściej gips i anhydryt. Gips wypełniający szczeliny w skałach (tworzący żyły) ma najczęściej pokrój włóknisty, z włóknami ustawionymi prostopadle do powierzchni szczeliny.

Ewaporaty jezior słonych (zamknięte układy hydrologiczne):

- jeziora alkaliczne – sedymentacja  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ ;
- jeziora gorzkie – sedymentacja siarczanów  $\text{Na}$  (tenardyd, mirabilit, glauberyt);
- jeziora boranowe i azotanowe – rzadkie (borany – z wietrzenia skał magm. i gorących źródeł; azotany – z utleniania materii organ. i dział. wulkanów).

Ewaporaty jeziorne występują w przewarstwieniach z osadami drobnoziarnistymi.

Ewaporaty przybrzeżne i morskie:

Są to głównie siarczany  $\text{Ca}$  i chlorki  $\text{Na}$ . Współcześnie osadzają się w salinach, panwiach solnych, sabha nadbrzeżnej oraz w zatokach o słabym połączeniu z morzem. W zapisie kopalnym występują ewaporaty osadzone w dużych basenach morskich (np. w Morzu Śródziemnym w miocenie). Ewaporaty morskie mają dość duży udział w skałach osadowych. Skład mineralny ewaporatów kopalnych wskazuje dużą stałość chemizmu wód morskich w dziejach Ziemi (przeciętna zawartość rozpuszczonych soli ok. 35 ‰).

Udziały składników rozpuszczonych w normalnej wodzie morskiej w procentach wagowych:

78 % halit,

18% sole potasowe (sylwin, karnalit, kizeryt itp.),

3,5 % gips i anhydryt,

0,3 % węglany i inne podrzędne składniki jak bromki, fluorki, borany.

Kolejność krystalizacji ewaporacyjnej z wody morskiej:

- $\text{CaCO}_3$ ,
- siarczany (19% pierwotnej objętości wody; gips lub anhydryt – zależnie od temp. i stężenia roztworu),
- $\text{NaCl}$  (~9,5% pierwotnej objętości wody),
- siarczany złożone  $\text{Na-Ca-Mg-K}$  (polihalit/glauberyt – zależnie od temp. i stężenia roztworu, karnalit, kainit, <5% pierwotnej objętości wody).

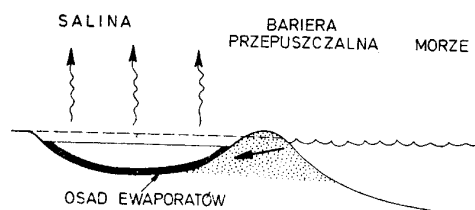
Ogólne cechy charakterystyczne ewaporatów morskich:

- zróżnicowany skład mineralny, z przewagą siarczanów nad solami  $\text{K-Mg}$ ,
- duże zróżnicowanie miąższości,
- cykliczność ukształtowania sekwencji (cyklotemy),
- lateralne przejścia soli o różnej rozpuszczalności.

### Sedymentacja ewaporatów przybrzeżnych i morskich

#### Sedymentacja w salinach i słonych zatokach z podziemnym dopływem i odpływem

**solanki** (baseny oddzielone od morza przepuszczalną barierą osadową, przez którą przesącza się woda morska; porównaj z jednym z modeli dolomityzacji; Ryc. 148). Parowanie wody



**Ryc. 148.** Sedymentacja ewaporatów w salinie zasilanej solanką przesiąkającą z morza przez barierę. Osad bariery w strefie odpływu solanki może ulegać dolomityzacji (por. model formowania dolomitów).

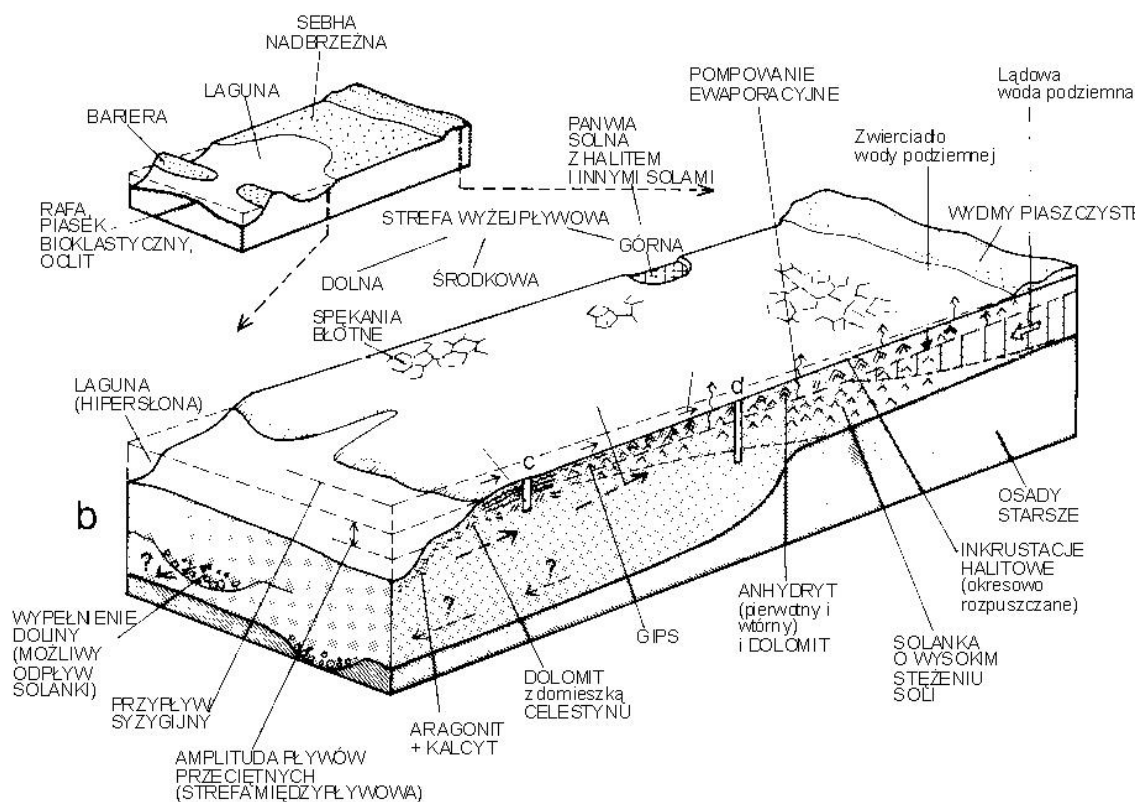
prowadzi do wytrącania w salinie ewaporatów (głównie trudniej rozpuszczalnych). Odpływ stężonych solanek z saliny przesiąkaniem przez dolną część bariery powoduje dolomityzację osadu tej części bariery (patrz opis modeli dolomityzacji).

**Sedymentacja w panwiach solnych** (zagłębienia przybrzeżne o słabo przepuszczalnym podłożu, zalewane wodą morską podczas sztormów; zamknięte układy hydrologiczne).

Ewaporaty osadzają podczas dłuższych okresów parowania i braku zasilania wodą. Może dochodzić do krystalizacji soli łatwo rozpuszczalnych. Sole łatwo rozpuszczalne współwystępują z trudniej rozpuszczalnymi. Osady wykazują tendencję do rozmieszczenia jak w basenach zamkniętych układów hydrologicznych (Ryc. 150). W osadach często występuje domieszka materiału eolicznego. Rozpuszczanie ewaporatu przez wody opadowe powoduje segregację terygenicznego materiału eolicznego i ponownie wytrąconego ewaporatu; Osady ewaporatów panwi solnych mają niski potencjał przerwacyjny.

**Sedymentacja na sebha nadbrzeżnej** (równie nadbrzeżne z naskorupieniami/warstwami ewaporatów, obrzeżone lagunami z zasoleniem do 70 ‰ – np. W wybrzeża Zatoki Perskiej).

Są to obszary, których utworem pierwotnym są wynurzone osady morskie przybrzeżne, zazwyczaj węglanowe. Przy brzegu morza rozwijają się maty glonowe (odpowiedzialne za formowanie stromatolitów). Osady sebhya są nasycone podsiąkającą wodą morską. Jej odparowywanie powoduje tężenie (do 350 ‰) przekraczające rozpuszczalność gipsu, a nawet halitu, wiążące się z wytrącaniem tych minerałów oraz zastępowaniem  $\text{CaCO}_3$  osadu pierwotnego przez dolomit (efekt odprowadzenia Ca do gipsu). W strefach odległych od brzegu, zasilanych z lądu wodą słodką, zachodzi przekształcanie gipsu w anhydryt. Obniżanie zwierciadła wód gruntowych w efekcie parowania napędza podsiąkanie wód morskich (Ryc. 149).

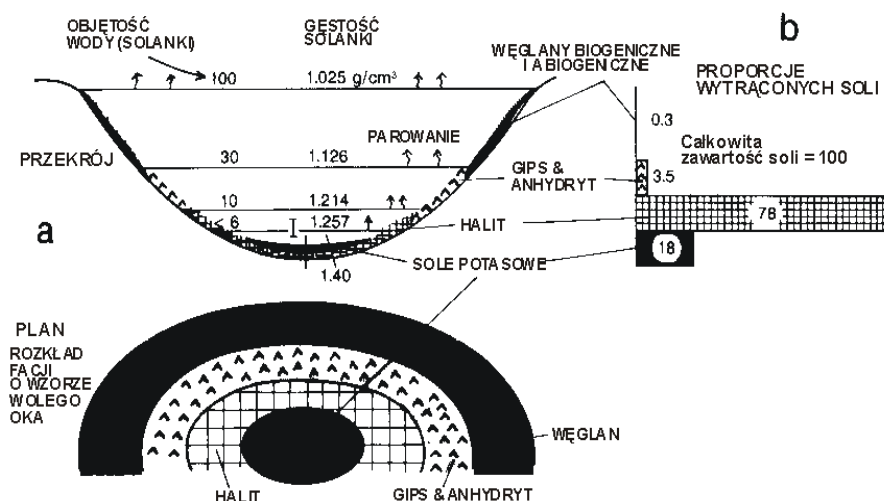


Ryc. 149. Procesy sedymentacyjne i rozmieszczenie osadów na sebhya nadbrzeżnej (według Einsele 1992)

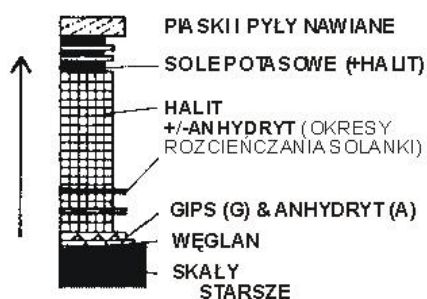
## Modele sedymentacji ewaporatów morskich

### 1. Model sedymentacji w basenach morskich o zamkniętym układzie hydrologicznym

Sedymentacja w basenie nie połączonym z oceanem światowym, postępująco wysychającym – **model Walthera** (Walther 1924): wysychanie basenu powoduje wytrącanie coraz łatwiej rozpuszczalnych soli, odkładających się koncentrycznie względem głębi basenowej, z najłatwiej rozpuszczalnymi osadzonymi w jej centrum (**układ o wzorze wolego oka**). Osady cechuje niewielka miąższość (1 m halitu z 81,3 m słupa wody; Ryc. 150, 151).



Ryc. 150. Model sedymentacji ewaporatów w basenie o zamkniętym układzie hydrologicznym oraz w panwi solnej (według Einsele 1992)



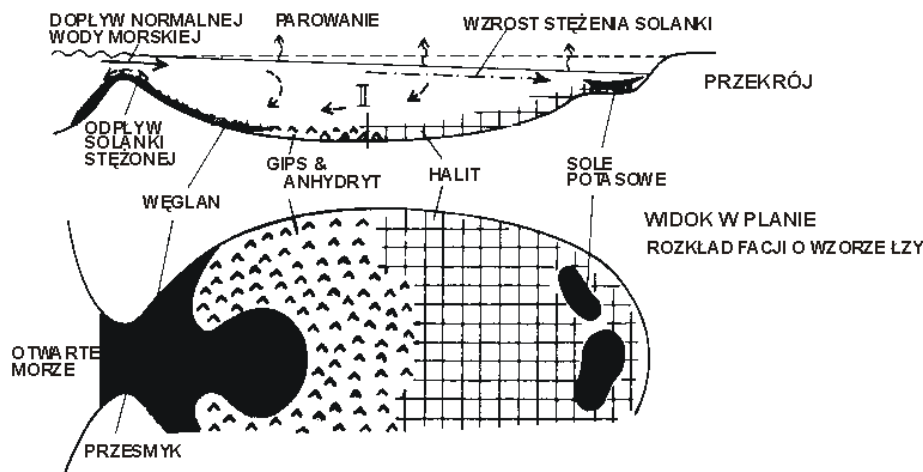
Ryc. 151. Idealna sekwencja ewaporatów basenu zamkniętego, panwi solnej (według Einsele 1992)

Sedymentacja nawiązująca do modelu zamkniętego układu hydrologicznego ma miejsce w **panwiach solnych** (patrz wyżej), zalewanych tylko podczas silnych sztormów. Dłuższe przerwy w dostawie wody prowadzą do jej całkowitego wyparowywania i krystalizacji soli. Sole łatwo rozpuszczalne współwystępują tu z trudniej rozpuszczalnymi. W osadach panwi solnych często występuje domieszka materiału eolicznego. Rozpuszczanie ewaporatu przez wody opadowe powoduje segregację terygenicznego materiału eolicznego i ponownie wytrąconego ewaporatu. Osady panwi solnych cechują się niskim potencjałem przerwacyjnym.

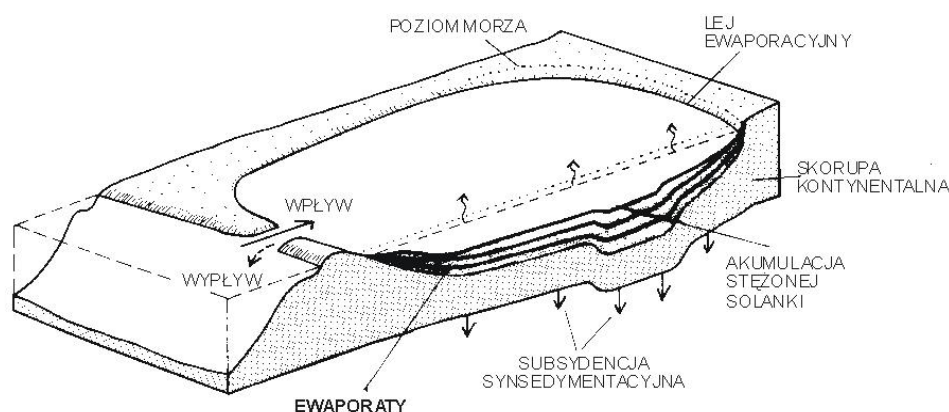
### 2. Model sedymentacji w basenach o otwartym układzie hydrologicznym

2.1. Sedymentacja w basenach z powierzchniowym dopływem i przydennym odpływem solanki – **model Kinga** (King 1947; Ryc. 152).

Parowanie wody w basenie prowadzi do wytrącania ewaporatów coraz bardziej rozpuszczalnych ze wzrostem odległości od bariery, zarazem obniża się poziom solanki w basenie napędzający jej dopływ z otwartego morza. Sole najłatwiej rozpuszczalne mogą wytrącać się w miejscach najbardziej odległych od dopływu i zazębiać się z osadami terygenicznymi, gdyż



**Ryc. 152.** Model sedymentacji w basenie z powierzchniowym dopływem/odpływem solanki (według Einsele 1992)



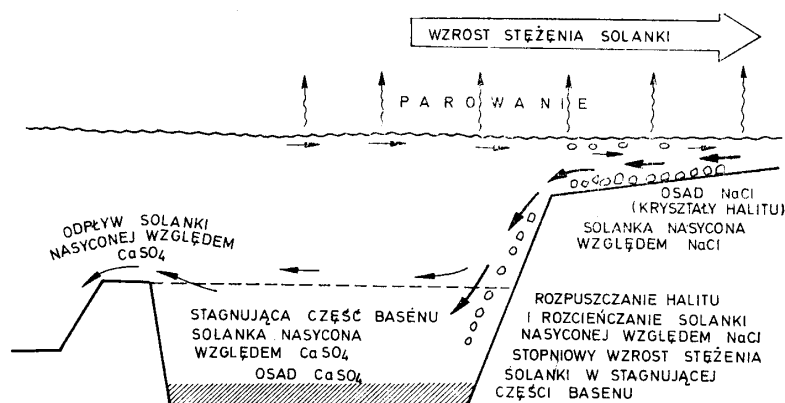
**Ryc. 153.** Model sedymentacji ewaporatów w basenie zasilanym przez przegrodę, podlegającym subsydencji (według Einsele 1992)

prąd powrotny może być rozcieńczany mieszaniem się z wodą dopływającą do basenu. W basenach podlegających długotrwałej subsydencji, mogą osadzać się miąższe sukcesje ewaporatów, o profilu zależnym od charakteru i tempa fluktuacji klimatu (Ryc. 153).

Model sedymentacji w płytkich basenach z powierzchniowym dopływem i przydennym odpływem solanki wyjaśnia genezę serii ewaporatowych o stosunkach ilościowych ewaporatów odbiegających od tych, które wynikają ze składu wody morskiej (halit/anhydryt z normalnej wody morskiej = 30/1). Według Einsele (1992), według powyższego modelu zachodzi obecnie sedymentacja ewaporatów w Zatoce Kara Bogaz.

## 2.2. Sedymentacja w głębokim basenie ewaporacyjnym (Ryc. 154).

W basenach głębokich, oddzielonych od otwartego morza podwodnym progiem, sedymentacja ewaporatów może być poprzedzona okresem wzmożonej cyrkulacji napędzanym zagęszczaniem wód i dobrym natlenianiem dna (sedymentacja węglanów bogatych w bentos), następnie gromadzeniem gęstych wód i ich euksynizacją (sedymentacja osadów ciemnych, bogatych w materię organiczną, w tym sedymentacja sapropeli). W dalszych etapach ewaporacji następuje wytrącanie i sedymentacja minerałów ewaporatowych. Dla każdego rodzaju minerału, w kolejności wynikającej z rosnącej rozpuszczalności, basen przechodzi przez stadium przejściowego wytrącania danego minerału i stadium jego trwałej akumulacji. Kryształy wytrącające się w odparowywanych wodach powierzchniowych opadają i ulegają



**Ryc. 154.** Sedymentacja ewaporatów w basenie głębokim z odpływem solanki. Faza trwałej akumulacji  $\text{CaSO}_4$  i czasowego wytrącania  $\text{NaCl}$ , który ulega rozpuszczeniu w stagnującej części basenu, zwiększając w niej stężenie solanki. Po osiągnięciu nasycenia względem  $\text{NaCl}$  w stagnującej części basenu rozpoczyna się trwała akumulacja halitu (wg Schmalz, 1969 zmienione przez Gradziński et al., 1986)

rozpuszczaniu w mniej stężonych wodach przydennych. Rozpuszczanie opadających kryształów trwa dopóty, dopóki stagnujące wody przydenne nie uzyskają stanu nasycenia względem danego minerału. Z chwilą nasycenia wód przydennych następuje kolejno trwała akumulacja gipsu i halitu (patrz Gradziński et al. 1986).

### Cechy teksturowe i struktury ewaporatów

#### Tekstury ewaporatów:

- krystaliczne, klastyczne lub mieszane – pod względem pochodzenia i formy składników,
- granularne, igielkowe, tabliczkowe – pod względem pokroju (kształtu) składników
- jednorodne lub różnorodne pod względem rodzaju lub kształtu składników,
- mikro- – bardzo grubokrystaliczne (drobno- – gruboziarniste),
- równo- i różnoziarniste (krystaliczne),
- uziarnienie frakcyjne.

Największe kryształy tworzy gips. Gips grubokrystaliczny = selenit, występuje w formie kryształów o wielkościach od kilku cm do kilku metrów, często zbliżonych w „jaskółcze ogony”.

#### Struktury ewaporatów:

- laminacje i warstwowania głównie równoległe, nieraz przekątne małej i dużej skali,
- wstęgowanie (ang. *banding*),
- laminacja krenulowana typu stromatolitowego,
- rozmycia erozyjne,
- **struktury siateczkowe** (ang. *chickenwire structure*),
- **gruzłowe** (ang. *nodular structure*),
- **trzewiowe** (ang. *enterolithic structure*),
- **teepee**.

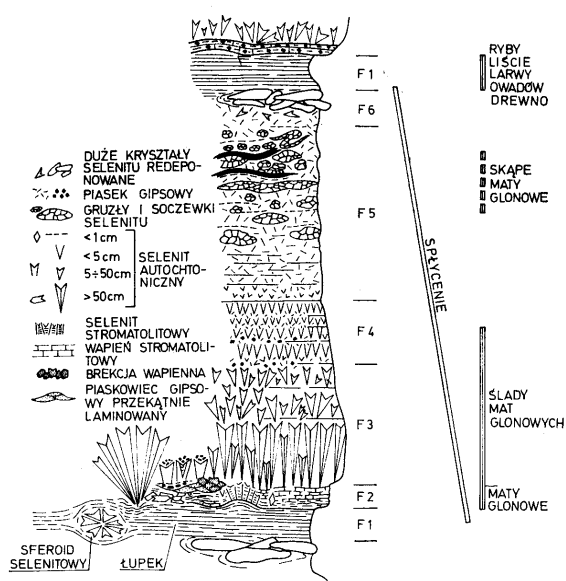
#### Laminacja w ewaporatach polega na:

- przekładaniu się lamin marglistych i gipsowych,
- przekładaniu się lamin ewaporatu i osadu biogenicznego bogatego w detrytus glonowy lub sapropelu,
- przekładaniu się lamin osadu ewaporatowego o różnym składzie mineralnym.

Większe, zwarte masy ewaporatów, szczególnie chlorków, miewają budowę masywną. Ewaporaty, które uległy głębszemu pogrzebaniu wykazują głównie tekstury, a nieraz i struktury diagenetyczne (efekt niskiej stabilności chemicznej pierwotnych faz mineralnych).

Warstwowania, laminacje, rozmycia erozyjne i struktury teepee są w ewaporatach strukturami syndepozycyjnymi, aczkolwiek ich ukształtowanie może być znacznie zmienione w stosunku do pierwotnego przez procesy diagenetyczne.

Struktury gruzłowe, trzewiowe i siateczkowe są szczególnie charakterystyczne dla anhydrytów, gdzie są efektem wzrostu kryształów anhydrytu od środka i wypychaniem na zewnątrz kryształów wcześniejszych wraz z ich deformacją (krystalizacja dysplacywna). Są to struktury syndepozycyjne i diagenetyczne, często wczesnodiagenetyczne. Struktury trzewiowe mogą powstawać w efekcie uwadniania anhydrytu.



**Ryc. 155.** Pełny cykl sedymentacyjny gipsów złożony z sekwencji sześciu facji (F1-F6) (według Ricci-Lucchi 1976)

Dla ewaporatów charakterystyczne są sekwencje o budowie cyklicznej (cyklotemy; Ryc. 151). Cykliczne ukształtowanie wykazują również sekwencje samych osadów gipsowych (Ryc. 155). Takie ukształtowanie wykazują m.in. gipsy w miocenie zapadliska przedkarpackiego.



## Egzogeniczne związki żelaza, ich geneza i osady

Minerał	Skład chemiczny	Barwa nadawana skale
Hematyt	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	czerwona - purpurowa
Getyt	HFeO <sub>2</sub>	żółta-brunatna
Syderyt	(Fe, Mg)CO <sub>3</sub>	---
Glaukonit	uwodniony glinokrzemian K-Fe <sup>3+</sup> , Fe <sup>2+</sup>	zielona
Piryt, markasyt	FeS <sub>2</sub>	jasnoszara
Greigit	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	czarna - szara tylko osady
Mackinawit	Fe <sub>1+x</sub> S	czarna - szara współczesne

**Greigit i mackinawit** to minerały niestabilne, prekursorzy pirytu.

**Stabilność związków Fe** zależy od:

- Eh środowiska
- pH środowiska
- stężenia CO<sub>2</sub> (P<sub>CO2</sub> - ciśnienia parcjalnego CO<sub>2</sub>)
- pS<sup>2-</sup> (ujemny log aktywności S<sup>2-</sup>).

**Hematyt:** produkt dehydratacji limonitu (getytu) w warunkach silnie utleniających. Nie powstaje w obecności materii organicznej. Jest to minerał odpowiedzialny za czerwoną, różową barwę skał osadowych (kształtuje barwę **red beds** - utworów czerwonych). Czerwony pigment skał tworzy hematyt mikrokrystaliczny.

**Glaukonit** - to termin określający w opisach makroskopowych zielone globularne agregaty mineralne składające się z:

- pełnokrystalicznej miki bogatej w K i Fe (glaukonit właściwy),
- nieuporządkowanej miki niskopotasowej (smektyt),
- silnie nieuporządkowanej, niskopotasowej struktury montmorylonitu,
- mieszaniny 2 lub więcej minerałów ilastych bez związku z właściwym glaukonitem.

Przy opisie makroskopowym materiał o cechach glaukonitu bywa nazywany glaukonią (ang. *glaucony*).

Glaukonit właściwy = glinokrzemian K, Fe<sup>2+/3+</sup>, o wysokim stosunku Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>. Powstaje w efekcie przekształcania substancji grup 2-4 (Hower, 1961), w środowisku morskim, lekko redukcyjnym, w wodach chłodnych, przy obecności materii organicznej, na powierzchni woda/osad, na głębokościach 50-500 m, na zewnętrznym szelfie bez dopływu materiału terygenicznego oraz na izolowanych wyniesieniach dna; nie tworzy się przy podwyższonej zawartości S<sup>2-</sup>.

**Zielone ily morskie** to osady, którym barwę nadają zielone cząstki mineralne autigenicznych minerałów ilastych bogatych w Fe (Fe<sup>3+</sup> i Fe<sup>2+</sup>) i Mg, o różnej zawartości K i innych jonów. Tworzą się w warunkach lekko redukcyjnych lub w mikrośrodowiskach redukcyjnych na niewielkiej głęb., poniżej powierzchni woda/osad.

Powstawanie zielonych minerałów ilastych (zaw. głównie Fe<sup>2+</sup> i bogatych w Mg) = **werdynizacja**. Werdynizacja zachodzi w obszarach tropikalnych i subtropikalnych, w strefie czoła delt, na głębokości 20-60 m, w obszarach szybkiej akumulacji osadu, w obrębie skorupki mikroskamieniałości, grudek fekalnych oraz w porach osadu.

Powstawanie autigeniczne zielonego pigmentu w skałach to glaukonityzacja, werdynizacja, chlorytyzacja, seladonityzacja, tj. **werdysementacja** (Odin, 1988).

**Seladonit:** minerał ilasty bogaty w  $\text{Fe}^{2+}$  i K od glaukonitu różni się większą zaw.  $\text{SiO}_2$ . Powstaje w efekcie wbudowywanie  $\text{Fe}^{2+}$  w strukturę min. ilastych w kontakcie z  $\text{H}_2\text{O}$ . Tworzy się wokół wysp wulkanicznych oraz na grzbietach śródoceanicznych.

**Syderyt:** tworzy się przy niskich Eh i  $\text{pS}^{2-}$ , w wodach gdzie nie zachodzi redukcja siarczanów. Częstszy w utworach środowisk bagiennych, jeziornych, w asocjacji z węglem i ilami słodkowodnymi, rzadszy w osadach morskich. Syderyt może się wytrącać z wód kwaśnych (bagna, torfowiska) w obecności minerałów ilastych pełniących rolę buforów. Wytrąca się zazwyczaj w osadzie, w ramach diagenety. Występuje w formie kongrecji lub warstw kongrecyjnych.

### **Siarczki Fe**

Czynniki kontrolujące powstawanie siarczków Fe:

- koncentracja i aktywność związków Fe,
- dostępność rozpuszczonych siarczanów,
- koncentracja łatwo rozkładalnych związków organicznych.

**Markasyt** ( $\text{FeS}_2$ ) to siarczek rombowy, nietrwały. Powstaje jako minerał pierwotny lub wtórny w niskotemperaturowym środowisku silnie kwaśnym. Występuje w osadach drobnoziarnistych i węglach, zazwyczaj z w asocjacji z pirytem, pirotynem, galeną, sfalerytem, kalcytem i dolomitem. Jako minerał pierwotny tworzy gruzły kongrecyjne i pojedyncze kryształy łatwo wietrzejące w miejscach wilgotnych. Produktem rozpadu jest melanteryt (siarczan Fe), występujący w formie białego proszku.

**Piryt** = min. środowisk bogatych w materię organiczną, zawierających  $\text{H}_2\text{S}$ . W osadach drobnoziarnistych jest zawsze minerałem wtórnym.

Źródło **Fe** dla pirytu — drobnokrystaliczny getyt, hematyt, chloryt.

Źródło **S** —  $\text{H}_2\text{S}$  z bakteryjnej redukcji siarczanów lub rozkładu bakteryjnego związków organicznych zawierających S.

Intensywność tworzenia pirytu rośnie ze wzrostem ilości materii organicznej podanej na przeróbkę bakteryjną. W jeziorach o słabym mieszanii wód (meromiktycznych) i w morzach z wodami zaw.  $\text{H}_2\text{S}$  (euksynicznych), tworzenie pirytu kontrolowane głównie dostawą Fe. Piryt powstaje z mniej stabilnych siarczków Fe, w temp.  $<100^\circ\text{C}$ ,  $\text{pH} \sim 7$ , w reakcji  $\text{H}_2\text{S}$ , monosiarczku Fe i wolnej S (Berner, 1960; Rickard, 1969).

Charakterystyczna forma występowania pirytu w skałach osadowych - **framboidy** = mikrokonkrecje kryształów idiomorficznych do hipidiomorficznych. Najwcześniejsze fazy siarczków Fe (mackinawit i greigit) powstają w temp. pokojowych,  $\text{pH} \sim 7$ , przy reakcji  $\text{H}_2\text{S}$  i  $\text{HS}^-$  z drobnokrystalicznym getytem lub jonami  $\text{Fe}^{2+}$ . Mackinawit i greigit występują wyłącznie w formie b. drobnokrystalicznej. Tworzą powłoki na większych ziarnach (barwią osad na czarno).

## **Utwory krzemionkowo-żelaziste**

Są to utwory detrytyczno-hydrogeniczne. Ich składniki tekturowe są podobne do składników nieszkieletowych wapieni (Fe-mikryt, ooidy, peloidy żelazisto-krzemionkowe, cement, intraklasty).

Rodzaje:

- **utwory typu lotaryńskiego (minette):** utwory bogate w magnetyt, hematyt, getyt, syderyt, szamozyt, występujące w formie ooidów, peloidów zmineralizowanych muszli i intraklastów spojonych femikrytem. Cechy osadów wskazują na sedymentację w lagunach i zatokach. Zawierają Fe z łądu. Tlenki, krzemiany i węglany Fe tworzyły się w tym samym basenie zależnie od ilości dostarczanego żeluz krzemionkowego oraz intensywności syndiagenetycznej redukcji pierwotnego żeluz Fe<sup>3+</sup>. Osady te występują w utworach fanerozoicznych.
- **jaspility (wstęgowane utwory żelaziste; itabiryty; takonity,** są to utwory preaktualistyczne). Są zbudowane z magnetytu, hematytu, syderytu, grenalitu (uwodniony krzemian Fe) i pirytu, współwystępujących z szarymi lub czerwonymi rogowcami (jaspisami) oraz kwarcytami, dolomitami, czarnymi łupkami i skałami wulkanicznymi. Skład mineralny i chemiczny jaspilitów wskazuje na powstanie w układzie: redukcyjna atmosfera – utleniająca hydrosfera. Fe pochodzące z wietrzenia na łądzie było transportowane w roztworze kwaśnego węglanu, utlenianego przez rozpuszczony w wodzie morskiej tlen, produkowany przez cyjanobakterie i inne organizmy fotoautotroficzne. Naprzemienność warstw bogatych w krzemionkę i minerały Fe jest interpretowana jako rezultat procesów diagenetycznych (patrz Gradziński *et al.*, 1986).

#### Podstawowe typy jaspilitów:

- **typ Jeziora Górnego (Lake Superior)** – utwory laminowane, warstwowane, femikrytowe, oolitowe (zooidy hematytowe i jaspisowe), z intraklastami – osady nerytyczne, osadzone powyżej podstawy falowania;
- **typ Algoma** – utwory femikrytowe, drobnolaminowane – osady lagun i równi pływowych.

### **Utwory bogate w mangan**

Utwory manganowe tworzą naskorupienia i koncentracje tlenków Mn<sup>3+</sup> i Mn<sup>4+</sup> oraz koncentracje węglanów Mn (rodochryt) na dnach oceanicznych o bardzo niskim tempie sedymentacji. (szerszy opis patrz Einsele, 1992)

### **Utwory wzbogacone w fosfor**

Utwory wzbogacone w fosfor dzielone są na:

- >18% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - utwory fosfatonośne,
- <18% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - utwory fosfattytowe,
  - **fosfattyty** - zdomin. minerałami grupy apatyty,
  - **fosforyty** - zdominowane różnymi fosforanami Ca, Al i Fe.

#### Środowiska sedymentacji:

- środowiska morskie o niskim tempie sedymentacji, żyzne (szczególnie strefy prądów wstępujących o niskim tempie sedymentacji – osady z okresów maksimum regresji morskich),
- środowiska łądowe
  - utwory wietrzeniowe, rezydualne,
  - nagromadzenia ptasich odchodów (guano). (szerszy opis patrz Einsele, 1992)

### **Utwory bogate w zeolity**

Utwory bogate w analcym, chabazyt, natrolit i filipsyt (geneza patrz Gradziński *et al.* 1986).



## BIOTYCZNE PROCESY SEDYMENTACYJNE I ICH PRODUKTY (BIOSFERA A SKAŁY OSADOWE)

### Sposoby oddziaływania biosfery na sedymentację

1. *Produkcja materiału osadowego,*
2. *Obróbka materiału osadowego (rozdrabnianie, mikrytyzacja, peletyzacja),*
3. *Wychwytywanie i wiązanie cząstek osadowych,*
4. *Przeróbka osadu (bioturbacja),*
5. *Przekazywanie materii z obiegu biochemicznego do geochemicznego i odwrotnie,*
6. *Stymulowanie procesów chemicznych (przez zmiany chemizmu otoczenia).*

#### Czynniki kontrolujące wpływ biosfery na sedymentację

- *warunki fizyko-chemiczne środowiska* (natlenienie, klimat, żyzność, dynamika wody/powietrza, natężenie sedymentacji materiału nieorganogenicznego w stosunku do materiału organogenicznego);
- *czynniki biotyczne* (np. amensalizm, komensalizm) - znaczenie podrzędne.

### Produkcja materiału osadowego

Świat organiczny produkuje głównie węglanowy materiał szkieletowy, materię organiczną (miękkie części organizmów), rzadziej materiał inny (np. krzemionkowy, chitynowy).

Organogeniczny materiał osadowy pełni główną lub podrzędną rolę osadotwórczą. Jest ważnym wskaźnikiem warunków środowiska sedymentacyjnego. Organogeniczny materiał węglanowy jest podstawowym rodzajem materiału budującego skały węglanowe.

Skały osadowe zdominowane materiałem organogenicznym to **skały organogeniczne**. Skały zdominowane sfosylizowaną materią organiczną to **kaustobiolity**.

Utwory organogeniczne powstają na obszarach o znikomej sedymentacji materiału nieorganogenicznego. W morzach główna produkcja materiału organogenicznego ma miejsce w strefie nerytycznej, największa w obrębie organogenicznych budowli węglanowych.


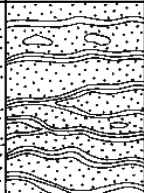
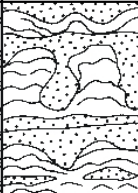
#### Rodzaje materiału biogenicznego zależnie od stopnia złożoności i sposobu kształtowania środowiska:

1. Materiał ziarnisty (np. szkielety i okruchy szkieletów organizmów różnych organizmów; podlega procesom sedymentacyjnym takim jak inne rodzaje materiału okruchowego).
2. Budowle organogeniczne (głównie węglanowe: biostromy, biohermy, ławice, rafy, kopce mułowe).

Budowle organogeniczne to złożone konstrukcje budowane przez organizmy prowadzące osiadły tryb życia, szczególnie konstrukcje formowane przez wiele pokoleń organizmów. Zasadnicze znaczenie pod względem rozmiarów mają organogeniczne budowle węglanowe.

Organogeniczne budowle węglanowe to ciała wykazujące pozytywny relief w stosunku do otoczenia, zbudowane głównie ze szkieletów organizmów osiadłych lub z materiału ziarnistego wychwyconego i związanego przez organizmy

Skąły tworzące organogeniczne budowle węglanowe to **biolityty**. Według klasyfikacji węglanów zaproponowanej przez Dunhama (1962) są to **boundstony**. Według Embry'ego i Klovan'a (1972) boundstony dzielą się na trzy rodzaje (Ryc. 156).

Boundston (biolityt)		
Składniki pierwotne wiązane biogenicznie podczas depozycji		
Składniki wiązane przez organizmy kontrolujące depozycję	Składniki wiązane przez organizmy inkrustujące	Składniki wiązane przez organizmy tworzące sztywny szkielet skały
Baffleston	Bindston	Frejmston
		

Ryc. 156. Klasyfikacja boundstonów (według Embry i Klovan 1972)

Ukształtowanie budowli węglanowych jest zróżnicowane i zależy głównie od:

- rodzaju organizmów tworzących budowle (np. ławice ostrygowe, rafy gąbkowe, rafy koralowe),
- fizyko-chemicznego ukształtowania środowiska (różnicowanie geometrii, dynamiki, temperatury i chemizmu wody).

## Współczesne i kopalne organogeniczne budowle węglanowe

**Rodzaje budowli współczesnych (Ryc. 157):**

**Ławice organogeniczne** są to niewielkie wzniesienia na dnie mórz, jezior, o wysokości kilka dcm – kilka metrów ponad otaczające dno, długości 1 – kilka km, gęsto zasiedlone przez organizmy o osiadłym trybie życia. Ławice organogeniczne występują tak na niskich jak i średnich szerokościach geograficznych, na głębokościach do kilkuset metrów.

**Rafy** są to budowle węglanowe wykazujące sztywny szkielet zbudowany z wapiennych szczątków organizmów osiadłych, świadczący o potencjalnej odporności budowli na działanie fal. Rafy mają kształt soczew, wstęg lub ławic, wyraźnie wypukłych. Organizmy budujące rafy nazywane są ogólnie organizmami rafotwórczymi.

Struktura rafy może być zdominowana przez szkielety organizmów osiadłych, tworzących szkielet rafy, przez osad złożony pomiędzy szkieletami organizmów osiadłych lub też przez cement wytrącony pomiędzy szkieletami organizmów osiadłych (Riding 1989).

Rodzaje raf według udziału szkieletowego materiału biologicznego:

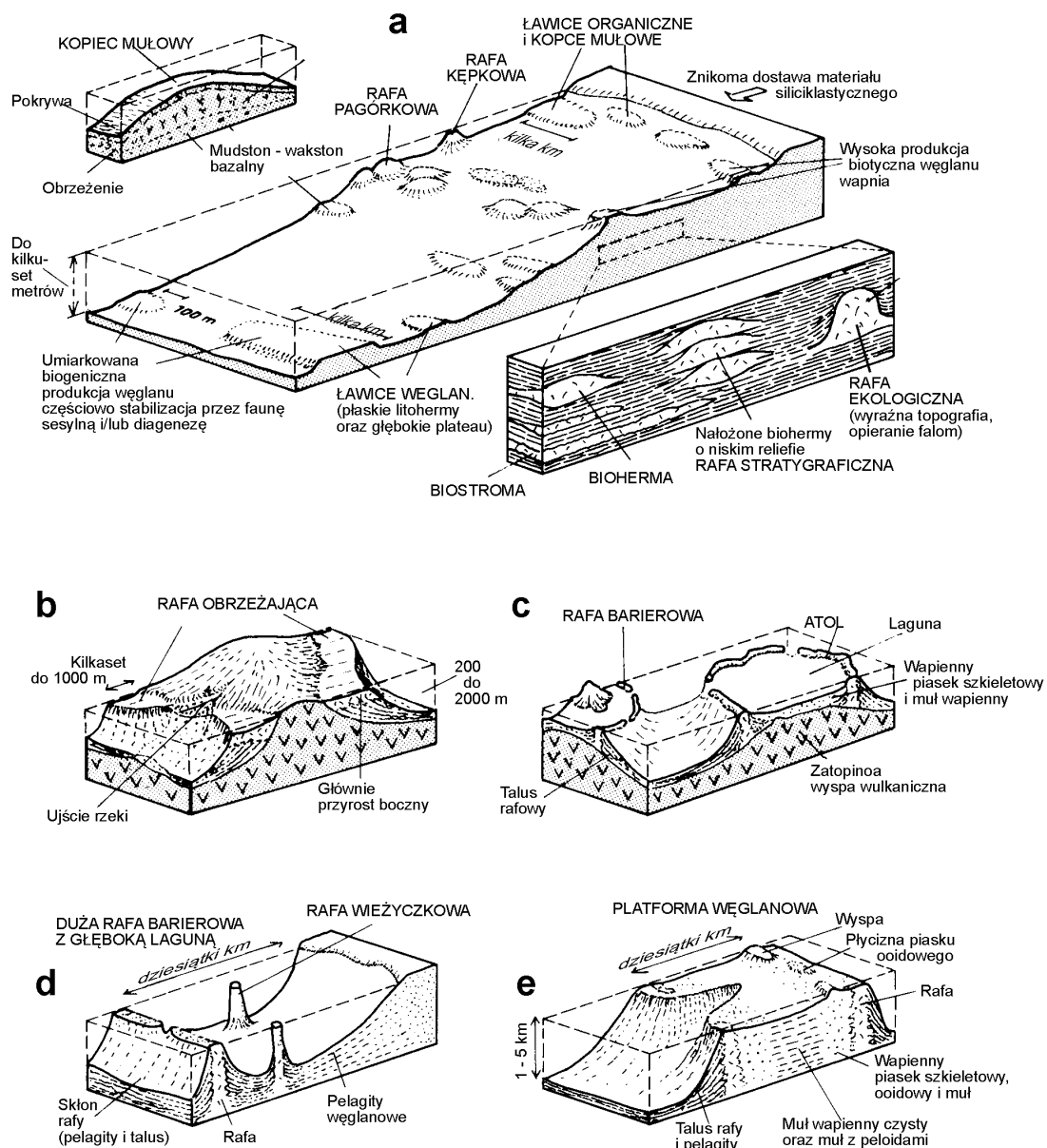
- rafy szkieletowe,
- kopce rafowe.

**Rafy szkieletowe** (ang. *skeletal reefs, frame-built reefs*) są to rafy zbudowane z kontaktujących ze sobą szkieletów organizmów *in situ*, tworzących sztywną więźbę rafy.

**Kopce rafowe** (ang. *reef mounds*) są to rafy nie posiadające więźby szkieletowej. Mogą być bogate w materiał bioklastyczny lub mułowy. Tworzą się głównie dzięki wychwytywaniu i wiązaniu osadu przez organizmy lub dzięki wysokiej produkcji materiału szkieletowego (Tucker & Wright 1990). Do kopców rafowych należą m.in. kopce mułowe.

Rodzaje raf szkieletowych i kopców rafowych ze względu na rzeźbę i relację do wybrzeża (Ryc. 155):

**Rafy obrzeżające** (*fringing reefs*) są to wały obrzeżające platformy węglanowe; rozległe gdy produkcja węglanów > subsydencję i/lub podnoszenie poziomu morza. Szerokość 0,5 – 1 km, oddzielone od lądu wąską, płytką laguną (Ryc. 155b).



Ryc. 157. Rafy i inne organogeniczne budowle węglanowe, ich rozmieszczenie w morzach współczesnych oraz zapis kopalny (z Einsele 1992)

**Rafy barierowe:** (ang. *barrier reefs*) to duże konstrukcje wzdłuż wybrzeża, oddzielone od lądu szeroką i głęboką laguną; rozwijają się w okresach podnoszącego się poziomu morza i/lub podwyższonej subsydencji obszaru (Ryc. 157c, d).

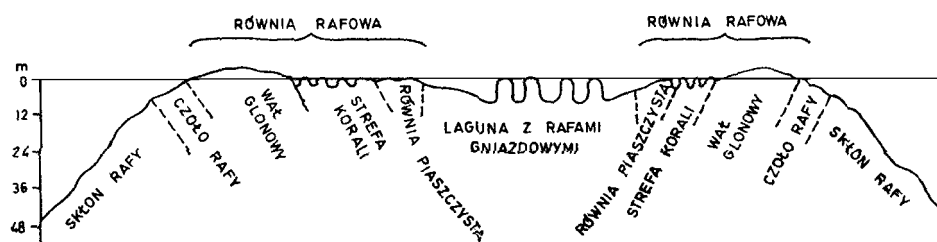
**Atole** to pierścienie rafowe otaczające głęboką lagunę (Ryc. 157c), rozwijają się na zatopionych wzniesieniach, w okresach podnoszenia się poziomu morza i/lub subsydencji obszaru. Zatopienie wyniesienia szybsze niż przyrost raf powoduje zatopianie atolu i zamieranie raf.

**Rafy pagórkowe** (ang. *knoll reefs*) to duże biohermy na zewnętrznym obrzeżeniu szelfu lub platformy. Łącząc się tworzą barierę lub wraz z rumoszem zaraflowym, rampę.

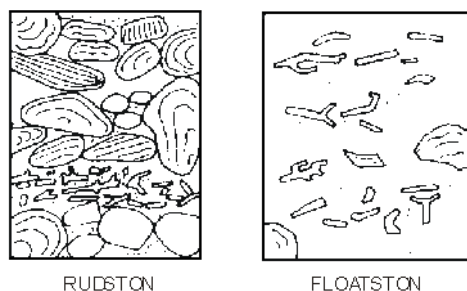
**Rafy kępkowe** (ang. *patch reefs*) są to izolowane kopce w płytkich lagunach oddzielonych rafami barierowymi, często towarzyszą ławicom piasków szkieletowych lub oolitycznych. W lagunach głębokich przeradzają się w **rafy wieżyczkowe** (ang. *pinnacle reefs*). Są to rafy silnie wyniesione, o niewielkim rozprzestrzenieniu lateralnym.

**Kopce mulowe** (ang. *mud mounds*) są budowlami węglanowymi zbudowanymi z mułu wapiennego i niezbyt licznych szkieletów organizmów (gąbek, mszywiolów, glonów, koralu, stromatoporoidów), z bioinkrustacjami o nie zawsze jasnej roli w formowaniu budowli. Występują na łagodnych stokach platform węglanowych, w spokojnych lagunach, morzach szelfowych (czasem w środowiskach głębokomorskich).

Rafy cechują się zróżnicowaną budową w przekroju poprzecznym (Ryc. 158). Zróżnicowanie to jest wyrazem różnic w batymetrycznym ułożeniu poszczególnych części rafy, a zarazem różnic w energii, naswietleniu oraz ilości i rodzaju substancji pokarmowych otaczającej wody. Zazwyczaj, bezpośrednio powyżej czoła rafy znajduje się strefa zdominowana przez glony koralinowe. U podnóża rafy występuje nasyp z okruchów pochodzących z niszczenia rafy (talus rafowy). Talus zbudowany jest z osadów o charakterze rudstonów (wapienne osady okruchowe z dużymi okruchami stykającymi się ze sobą) i floatstonów (wapienne osady okruchowe z dużymi okruchami nie stykającymi się ze sobą; Ryc. 159).



Ryc. 158. Przekrój morfologiczny przez rafę barierową (Maxwell 1968, z: Gradziński *et al.* 1986)



Ryc. 159. Podstawowe rodzaje wapieni formowane w obrębie nasypu u podnóża raf (talusa)



W zapisie kopalnym wyróżnia się (Ryc. 157a):

- biohermy,
- biostromy,
- rafy ekologiczne,
- rafy stratygraficzne.

**Bioherma** to kopułopodobne ciało węglanowe zbudowane głównie z węglanowych szkieletów organizmów osiadłych lub namytych szkieletów organizmów różnych.

**Biostroma** to rozległa, nieraz silnie wydłużona ławica zbudowana głównie z wapiennych szkieletów organizmów osiadłych lub namytych szkieletów organizmów różnych, mająca w przekroju pionowym kształt warstwy. Biostromy to kopalne ławice organogeniczne.

**Rafa ekologiczna** to kopalna rafa, interpretowana jako sztywne, opierające się falom wyniesienie na dnie morza, zbudowane przez organizmy, (Dunham 1970).

**Rafa stratygraficzna** to miększa, lateralnie ograniczona masa wapieni bez konotacji genetycznych (Dunham 1970). Może nią być ciało nałożonych na siebie w pionie bioherm, biostrom i raf ekologicznych.

### Produkcja i akumulacja materii organicznej

**Materia organiczna** to związki H, C, N, O, P, S (białka, wielocukry, kwasy nukleinowe; po obumarciu organizmu przeróbka bakteryjna na aminokwasy, cukry proste, zasady purynowe, pirydyminowe, kwasy tłuszczowe i fenole, z reakcji w/w powstaje **humus**).

#### Rodzaje produkcji materii organicznej:

**Produkcja pierwotna /PP/** (syntezowanie związków organicznych przez autotrofy),

**Produkcja pierwotna netto** (część PP pozostająca po respiracji, tj. 50 % PP),

**Produkcja nowa** (część PP opadająca ze strefy fotycznej w morzach; ~20% PP),

**Produkcja eksportowa** (część PP osiadająca na powierzchni Ziemi; na dna ocean. ~4% PP).

#### Czynniki kontrolujące produkcję PP:

- światło,
- temperatura,
- dostępność pierwiastków odżywczych (gł. C, N, P).

#### PP współcześnie:

Stepy pustynie	50 – 200 g/m <sup>2</sup> /rok
Lasy umiarkowane	1300 – 3200
Lasy tropikalne	4000 – 9000
Jeziora słodkowodne	3000 – 6000
Oceany poza szelfem	10 – 400
Szelfy	200 – 600
Strefy prądów wstępuj.	400 – 1200
Rafy	3500 – 9000

#### PP w oceanach:

**Główni producenci: fitoplankton** (okrzemki, kokolitoforidy, bruzdnice).

**PP w skali roku:**

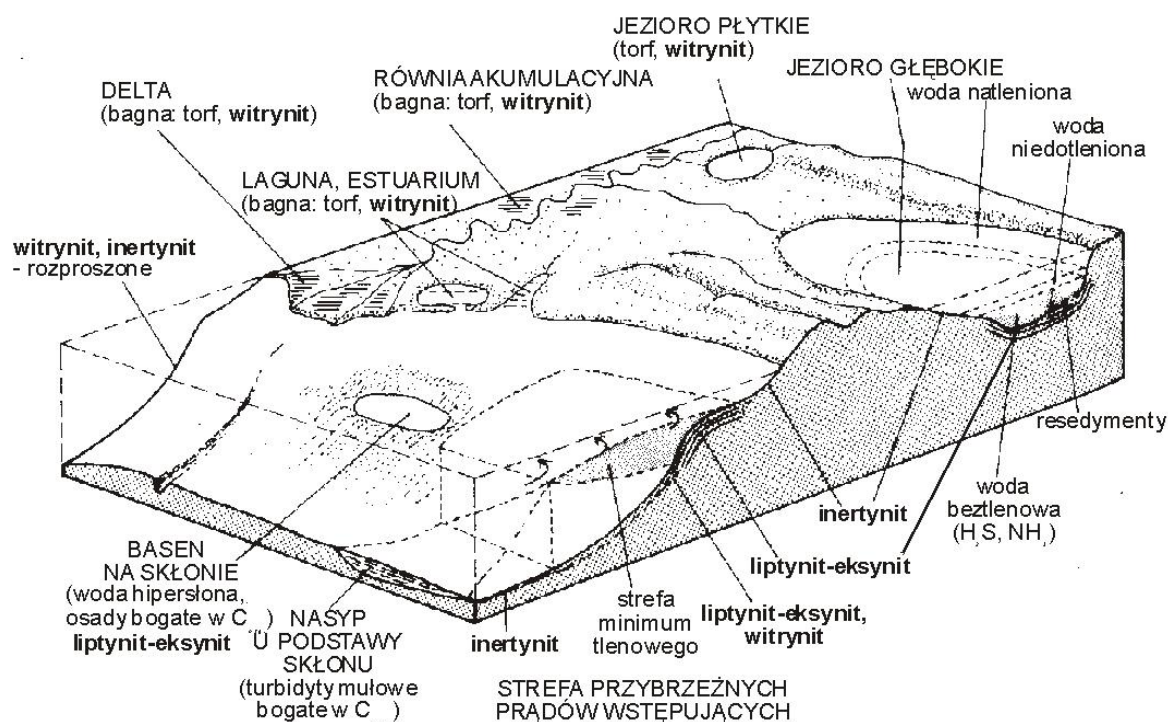
- Strefy tropikalne = +/- równomierna;
- Strefy umiarkowane = dwa zakwity: bogaty wiosenny, uboższy jesienny;
- Strefy polarne = jeden zakwit: w lecie.

**Determinanty zakwitów fitoplanktonu: dostęp C, N, P, Si.**

W protoplazmie stosunek C:N:P = 100:15:1. Takie proporcje udziału tych pierwiastków w formie dostępnej dla fitoplanktonu są konieczne w środowisku dla rozwoju fitoplanktonu (produkcji pierwotnej). Azot i fosfor dostarczane są z bakteryjnej mineralizacji związków organicznych, najintensywniej w strefach prądów wstępujących. Krzem dostarczany jest głównie przez halmyrolizę szkliwa wulkanicznego i wietrzenie krzemianów na lądzie.

**Środowiska wzmoczonej akumulacji materii organicznej (Ryc. 160):**

- bagna,
- środowiska wodne niskiej energii, beztlenowe.

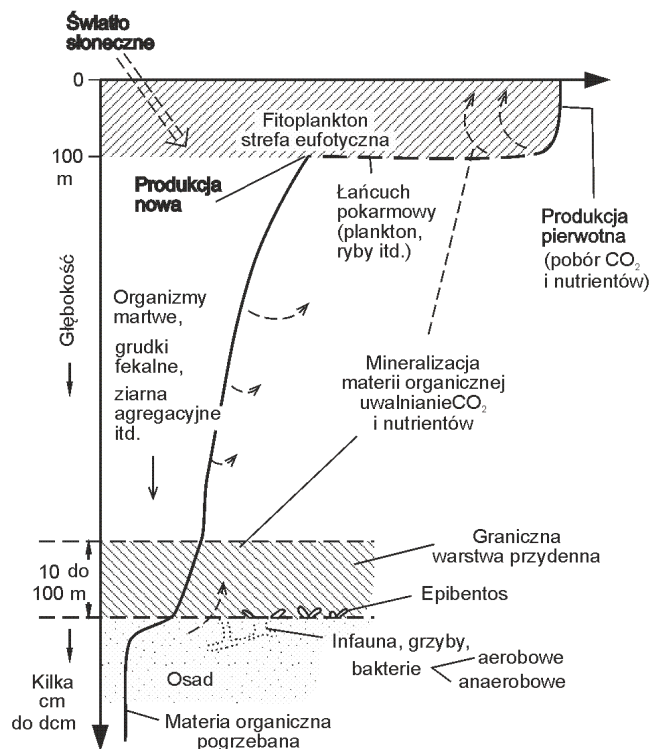


**Ryc. 160.** Środowiska wzmoczonej akumulacji materii organicznej i jej rodzaje (macerały) według Einsele, 1992

**Sposoby akumulacji materii organicznej:**

- w postaci czystej,
- w powiązaniu z materiałem nieorganicznym (absorbpcja rozpuszczonych związków organicznych na powierzchni minerałów ilastych).

Z materii organicznej produkowanej w morzach tylko ok. 4% produkcji pierwotnej zostaje pogrzebana (Ryc. 161), z pozostałej reszty część pozostaje w obiegu biochemicznym, część zaś ulega mineralizacji i przekazywana jest do obiegu geochemicznego.



**Ryc. 161.** Procesy kontrolujące pionowy przepływ węgla organicznego ze strefy produkcji pierwotnej po grzebanie na dnie morza według Einsele 1992

W materii organicznej akumulowanej w morzach duży udział ma materia pochodząca z lądu (dostawa  $C_{org}$  z lądów +/- równa produkcji nowej  $C_{org}$  oceanów -  $\sim 20 \text{ g/m}^2/\text{rok}$ ). Osady głębokomorskie bogate w  $C_{org}$  są deponowane w okresach anoksji głębi oraz w strefach wzmożonej resedymantacji materiału z szelfu.

### Kopalna materia organiczna

Głębsze pogrzebanie materii organicznej  $\rightarrow$  **przekształcanie geochemiczne** = **uwęglenie, bituminizacja**, powstawanie materii węglonej (węgiel brunatny, kamienny, zawierające **kerogen**) oraz **bituminów**. Charakter chemiczny, stopień przeobrażenia i forma występowania kopalnej materii organicznej zależne od pochodzenia i historii po obumarciu organizmu.

Kopalne koncentraty  $C_{org}$ : torfy, węgle, łupki plane (zaw.  $C_{org}$  >20%).

Podstawowy, wyróżnialny mikroskopowo (w świetle odbitym) składnik węgla, analogiczny do minerału w skałach nieorganicznych, lecz nie mający formy krystalicznej i stałego składu chemicznego to **macerał**. Macerały są produktami biochemicznego i geochemicznego przekształcania materii organicznej pochodzenia roślinnego i zwierzęcego, o stałym stanie skupienia i różnym składzie chemicznym.

Produkt biochemicznego i geochemicznego przekształcania materii organicznej, o stałym stanie skupienia, rozproszony w skałach, nierozpuszczalny w rozpuszczalnikach organicznych, nieutleniających kwasach nieorganicznych i zasadach wodnych to **kerogen**. Zależnie od jego składu chemicznego (typu kerogenu), po odpowiednim podgrzaniu, z kerogenu wydzielają się różne węglowodory naturalne, głównie ropa naftowa i/lub gaz.

Węglowodory naturalne (produkty geochemicznego przekształcania pogrzebanej materii organicznej – kerogenu), o dużej lepkości, rozpuszczalne w disiarczku węgla i rozpuszczalnikach organicznych = *bituminy naturalne*.

Sposoby opisu (klasyfikacji) kopalnej materii organicznej:

- **optyczny – refleksyjny** = wydzielanie *macerałów* (różnice w stopniu refleksji światła):
  - o liptynit (eksynit) - ze spor, pyłków, liści, żywic, glonów,
  - o witrynit – z ligninowo-celulozowych tkanek roślin lądowych,
  - o inertynit (bogaty w C) – produkt tlenowego przekształcenia szczątków roślin lądowych (Ryc. 158);
- **optyczny – palinologiczny** = wydzielanie rodzajów morfologicznych drobnych ciał materii organicznej;
- **chemiczny** = określanie stosunku C/H i O/C lub rodzaju związków (m.in. metoda pirolizy, często stosowana metoda Rock-Eval).

Poszukiwania skał bogatych w materię organiczną, mogących generować węglowodory (t.j. **skał źródłowych**, ang. *source rocks*), określenie zawartości występującego w nich węgla organicznego, typu kerogenu oraz stopnia dojrzałości materii organicznej (czy już generowała węglowodory) jest podstawą poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Dojrzałość materii organicznej określa się kombinacją technik geochemicznych i modelowania basenów

Skały źródłowe węglowodorów są dzielone na:

- **niedojrzałe** (ang. *immature*) – tj. takie, które jeszcze nie generowały węglowodorów,
- **subdojrzałe** (ang. *submature*) – tj. takie, które zaczęły generować węglowodory,
- **dojrzałe** (ang. *mature*) – tj. takie, które intensywnie generują węglowodory
- **przejrzałe** (ang. *overmature*) – tj. takie, które wygenerowały już większość węglowodorów

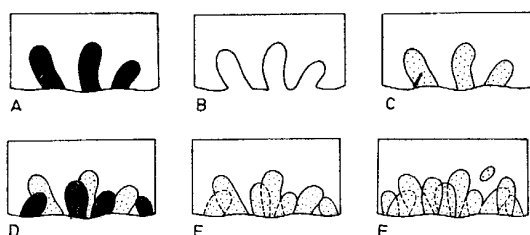
Skały zawierające węglowodory naturalne to **kolektory**, **skały zbiornikowe** (ang. *reservoir rocks*), **pułapki** (ang. *traps*).

## Biotyczna obróbka materiału osadowego

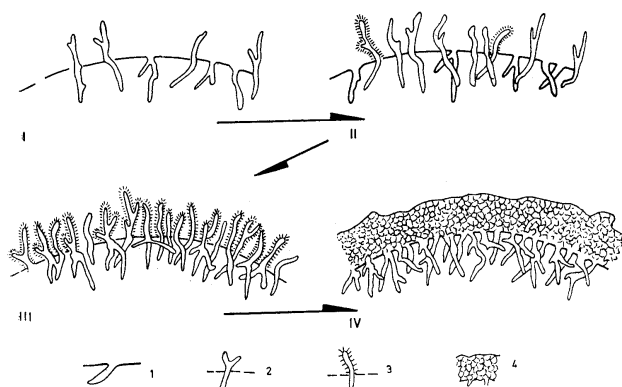
Biotyczna obróbka materiału osadowego obejmuje:

- rozdrabnianie,
- mikrytyzację,
- peletyzację.

Rozdrabnianie materiału osadowego to głównie kruszenie szkieletów organizmów przez organizmy drapieżne (np. kruszenie gałązek koralu przez ryby żerujące na rafach). Działalność niektórych drapieżców, szczególnie przewiercających muszle, powoduje rozdrabnianie materiału i zarazem przyczynia się do wzrostu kruchości cząstek szkieletowych.



**Ryc. 162.** Stadia powstawania osłony mikrytowej na ziarnie wapiennym (według Bathurst, 1966, zmienione przez Gradziński *et al.* 1986) A – glony drążą w elemencie szkieletowym kanaliki, B – puste wydrążenia po wymarłych i rozłożonych glonach, C – wydrążenia wypełnione mikrytem, D – powtórna kolonizacja szkieletu przez glony, E – wypełnianie mikrytem nowych wydrążeń, F – powstanie ciągłej powłoki mikrytowej



**Ryc. 163.** Stadia powstawania powłoki mikrytowej typu konstruktywnego (według Kobluk & Risk 1977, zmienione przez Gradziński *et al.* 1986). I – zasiedlanie ziarna przez endolityczne glony i pojawienie się ich epifitycznych części, II – stopniowa kalcyfikacja epifitycznych nitek po obumarciu glonów, III – łączenie się nitek w zbitą masę w wyniku IV – powstanie powłoki mikrytowej typu konstruktywnego, 1 – glony endolityczne w wydrążeniach, 2 – epifityczne części glonów, 3 – nitki skalcyfikowane, 4 – powłoka mikrytowa

Mikrytyzacja jest procesem bioobróbki mikrobialnej ziaren węglanowych (głównie szkieletów organizmów i ich okruców) inicjowanym przez działalność glonów, cjanobakterii (sinic), grzybów, nieraz gąbek (Ryc. 162). Mikrytyzacja drobnych bioklastów prowadzi do całkowitego zastąpienia pierwotnego materiału mikrytem. W pełni zmikrytyzowane drobne bioklasty stają się peloidami. Mikrytyzacja typu konstruktywnego, prowadzi do formowania obwoidek mikrytowych na ziarnach mineralnych (Ryc. 163).

## Wychwytywanie i wiązanie cząstek osadowych

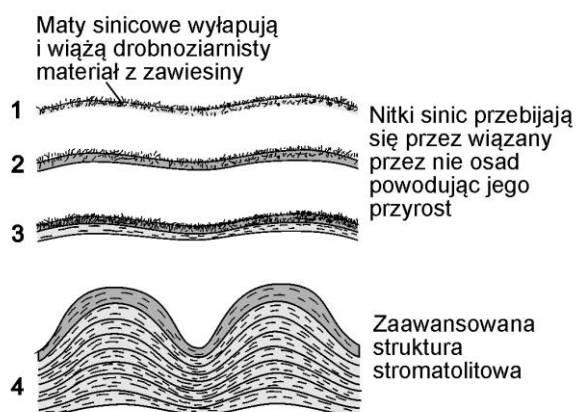
Rodzaje biotycznego wychwytywania i wiązania materiału osadowego:

- wychwytywanie przez sinice (cjanobakterie) – powstawanie stromatolitów, onkoidów, mat mikrobialnych;
- wychwytywanie przez tłumienie dynamiki płynu otaczającego przez organizmy osiadłe – np. drzewa w lesie, gęste pokrywy roślin niższych, wystające z dna gałązki organizmów kolonijnych, gałązki koralowców itp.)

Wychwytywanie przez sinice polega na przyklejaniu się drobnych ziaren znajdujących się w zawieszynie wody otaczającej sinicę do galaretowatej osłonki nitek kolonii sinicowych oraz wiązanie ich przez wici nitek sinicowych. Pokryte osadem części nitek obumierają, okrywając podłoże.

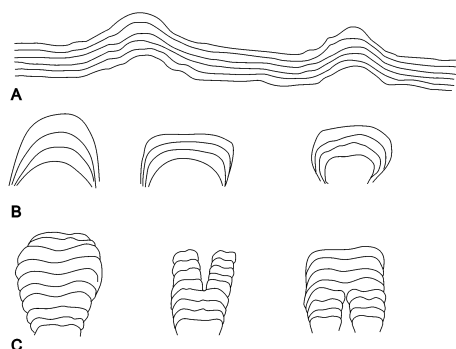
Tam gdzie sinice tworzą zwarte powłoki, tj. maty sinicowe, pokrywanie maty osadem, szczególnie w okresach zwiększonego dopływu zawiesziny, powoduje formowanie przekładających się lamin bogatych w materię organiczną i lamin zdominowanych osadem. Część osadu odkładanego na nitkach kolonii sinicowych tworzących maty stanowi przyklejony do nich materiał wapienny wytracony z wody w efekcie zmasowanego, fotosyntetycznego poboru CO<sub>2</sub> z wody w basenie. Materiał wytracony z wody na nitkach sinicowych pełni rolę wczesnego cementu i odpowiada za ztwardnienie mat sinicowych.

Produktem długotrwałego istnienia mat sinicowych są **stromatolity**, tj. subtelnie laminowane skały węglanowe (struktury wzrostowe; Ryc. 164) oraz **onkoidy**, tj. ziarna o koncentrycznie laminowanej budowie wewnętrznej, powstałej tak jak w stromatolitach.



**Ryc. 164.** Rozwój stromatolitów, od stadium początkowego (1) po zaawansowane (4)

Stromatolity wykazują duże zróżnicowanie budowy zależnie od warunków w jakich wzrosły, szczególnie energii środowiska i tempa sedymentacji (Ryc. 165).



**Ryc. 165.** Najprostsze rodzaje stromatolitów. A – laminy ciągłe, kopułkowato wygięte, B – formy kopułkowate, laminy nieciągłe, C – formy kolumnkowe, laminy nieciągłe. Z: Gradziński *et al.*, 1986.

Im niższa energia środowiska, tym bardziej regularna jest budowa stromatolitu. Niektóre stromatolity wykazują w poziomie budowę poligonalną. W przekroju pionowym bloki poligonów wykazują miseczkowy kształt lamin – efekt formowania w miejscach dłużej odsłoniętych, wysychających.

Częstą cechą stromatolitów są struktury oczkowe rozciągnięte zgodnie z laminacją – efekt rozsadzania osadu przez wydzielany z niego gaz lub kurczenia wysychającego osadu.

Budowa onkoidów jest tym bardziej regularna im wyższa jest energia środowiska ich formowania, im częściej obracane są na dnie.

Stromatolity współczesne występują głównie w płytkich, ciepłych wodach, przede wszystkim w płytkich częściach środowisk nizejplywowych i międzyplywowych, a także w wodach słodkich (część martwic wapiennych), szczególnie na obszarach gdzie produkcja fotosyntetyczna mat przewyższa ich spisanie, t.j. na obszarach hiper słonych, nieprzystępnych dla organizmów żerujących na tych matach. Znane są również stromatolity głębokowodne.

Uważa się, że stromatolity i onkoidy kopalne mają taką samą genezę jak stromatolity i onkoidy współczesne. Stromatolity kopalne tworzyły się prawdopodobnie na niskich szerokościach geograficznych, gdyż to tam dominowała wówczas sedymentacja węglanowa.

## Biotyczna przeróbka osadu (bioturbacja) i jej zapis w osadzie

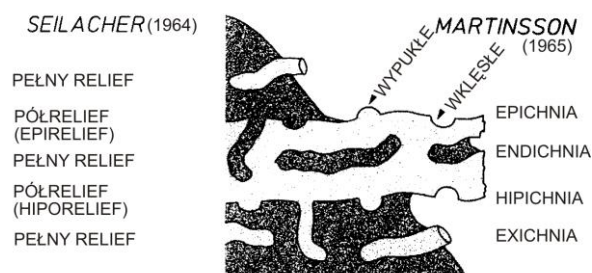
Bioturbacja to proces przekształcania osadu spowodowany działalnością życiową organizmów. Jej efektem są specyficzne struktury w osadach nazywane **strukturami bioturbacyjnymi**. Strukturami bioturbacyjnymi są również drażenia skałotoczy i drewnotoczy. Struktury bioturbacyjne o wyraźnym, powtarzalnym wzorze to **skamieniałości śladowe** (*ich noskamieniałości, ichnofosylia*).

Rodzaje struktur bioturbacyjnych w zależności od czytelności wzoru:

- *skamieniałości śladowe* — struktury o wyraźnym wzorze, powtarzalnym w szczegółach (nory, jamy, drażenia, tropy),
- *struktury biodeformacyjne* — struktury o nieregularnym, неповtarzalnym wzorze.

Sposoby występowania struktur bioturbacyjnych względem ławic (stratynomiczne, toponomiczne klasyfikacje skamieniałości śladowych; Ryc. 166):

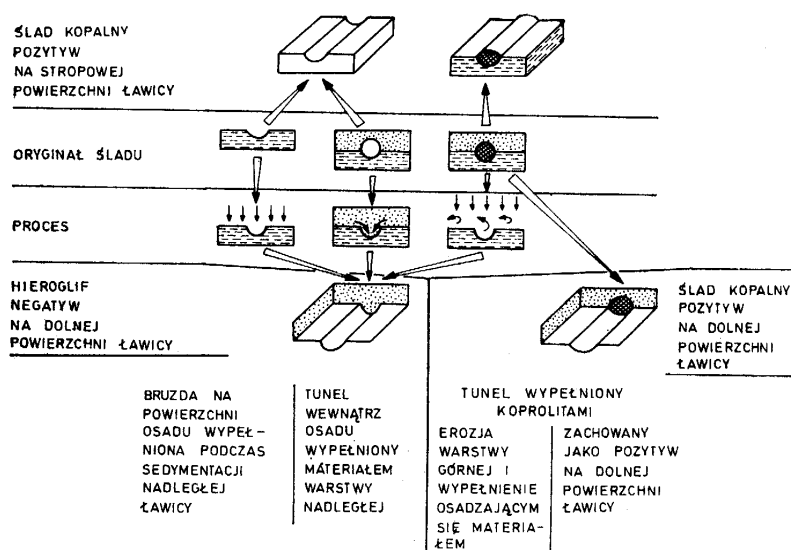
- na powierzchniach stropowych (*epichnia*),
- wewnątrz ławic (*endichnia*),
- wewnątrz ławic wypełnione materiałem obcym (*eksichnia*)
- na spągach (*hipichnia*; post- i predepozycyjne).



Ryc. 166. Stratynomiczne (toponomiczne) klasyfikacje skamieniałości śladowych

Rodzaje struktur bioturbacyjnych zależnie od czasu ich powstania w stosunku do czasu osadzenia skały macierzystej (Ryc. 167):

- *postdepozycyjne* — oryginały, w dowolnym miejscu w ławicy;
- *predepozycyjne* — odlewy na spągach ławic.



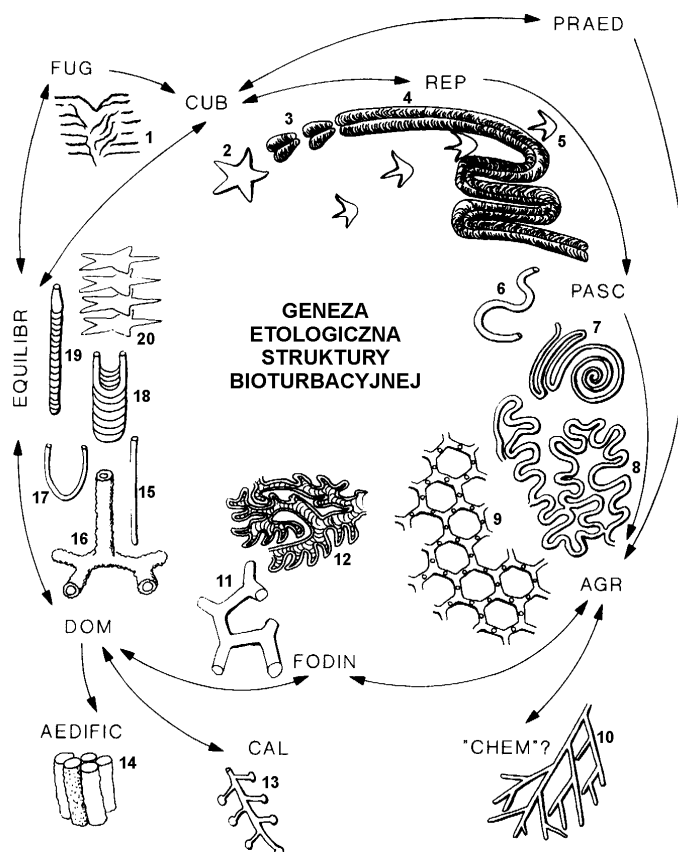
Ryc. 167. Sposoby fosylizacji ichnoskamieniałości (z Gradziński *et al.* 1986)

Czynniki kształtujące struktury bioturbacyjne:

- rodzaj bioturbatorów (rozmszczenie i oddziaływanie na podłoże),
- konsystencja podłoża (w skałach zwięzłych – skałotocze),
- rozmieszczenie pokarmu,
- natlenienie podłoża,
- intensywność sedimentacji.

Główne rodzaje etologiczne struktur bioturbacyjnych (Ryc. 168):

- domichnia — jamki mieszkalne,
- cubichnia — ślady spoczynku,
- repichnia — ślady przemieszczania,
- fodinichnia — ślady poszukiwania pokarmu,
- pascichnia — ślady żerowania,
- agrichnia — ślady hodowli pokarmu,
- chemichnia — tunele pozyskiwania gazu,
- fugichnia — ślady ucieczki,
- calichnia — lęgowiska (jamy lęgowe)
- aedificichnia — budowle mieszkalne poza osadem (np. kopce termitów).



**Ryc. 168.** Etologiczna klasyfikacja struktur bioturbacyjnych (skamieniałości śladowych) według Bromley 1996.

Należy pamiętać, że:

1. Jedno zwierzę może produkować różne 'ślady' w osadzie,
2. Dany 'ślad' może mieć różne formy zachowania,
3. Różne zwierzęta (gatunki) mogą produkować podobne ślady.



Facje skamieniałości śladowych zależnie od rodzaju podłoża:

1. Facja osadu płynnego,
2. Facja osadu plastycznego,
3. Facja osadu spoistego w morzach — ichnofacja Glossifungites,
4. Facja osadu spoistego w wodach słodkich — ichnofacja Scoyenia,
5. Facja podłoża skalnego, sztywnego — ichnofacja Trypanites (drażenia w skale)
6. Facja podłoża drewnianego — ichnofacja Teredolites (drażenia w drewnie).

Struktury bioturbacyjne wykazują różne rozmieszczenie w skale/osadzie tak w poziomie jak i w pionie, stosownie do sposobu rozmieszczenia bioturbatorów. Rozmieszczenie w pionie (ang. **tiering** = **piętrowość**) jest związane z różną głębokością penetracji osadu. Najsilniej bioturbowany jest osad do głębokości kilku- - kilkunastu centymetrów poniżej dna.

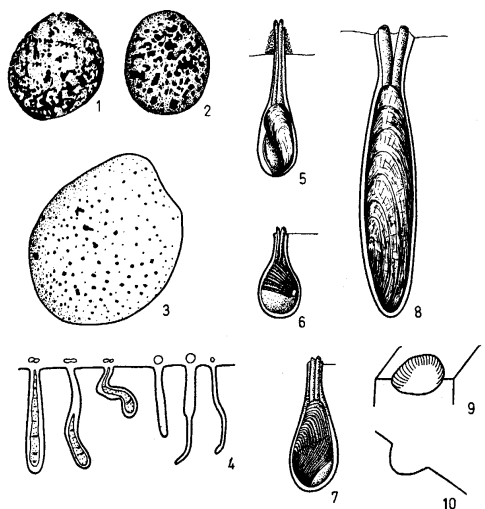
Zespoły skamieniałości śladowych zmieniają się wraz ze środowiskiem, głównie stosownie do rodzaju podłoża (żywności środowiska), energii wody, natężenia sedymentacji (miąższość i profili warstw osadów zdarzeniowych), etapu dziejów Ziemi w części do batymetrii środowiska i stanu biocenoz (skład i wzajemne oddziaływanie) (Tab. VII, Ryc. 169 – 173).

Tab. VII. Facje skamieniałości śladowych osadu luźnego i plastycznego a środowisko (wg Bromley 1996)

Rodzaje podłoża, cechy środowiska									
Drewniane	Skaliste	Spoiste zwarte		Luźne i spoiste miękkie (plastyczne)			Cechy środowiska		
		Słodkowodne	Morskie	Słodkowodne	Morskie				
Ichnofacje							Energia	Batymetria	Wielk.ziarn.
Teredolites	Trypanites	Scoyenia	Glossifungites	—	<i>Psilonichnus</i>	—	Pobrzeże	Piasek	
				<i>Rusophycus?</i>	<i>Skolithos</i>	Wysoka	Plaża	Piasek	
				<i>Arenicolites</i>	<i>Arenicolites</i>	Zmienna	Szelf	Piasek, pył	
				<i>Fuersichnus</i>	<i>Cruziana</i>	Średnia	Laguna/szelf	Piasek, pył	
				<i>Mermia</i>	<i>Nereites</i>	Zmienna	Batiał/abisal	Piasek, muł	
					<i>Zoophycos</i>	Niska			Muł

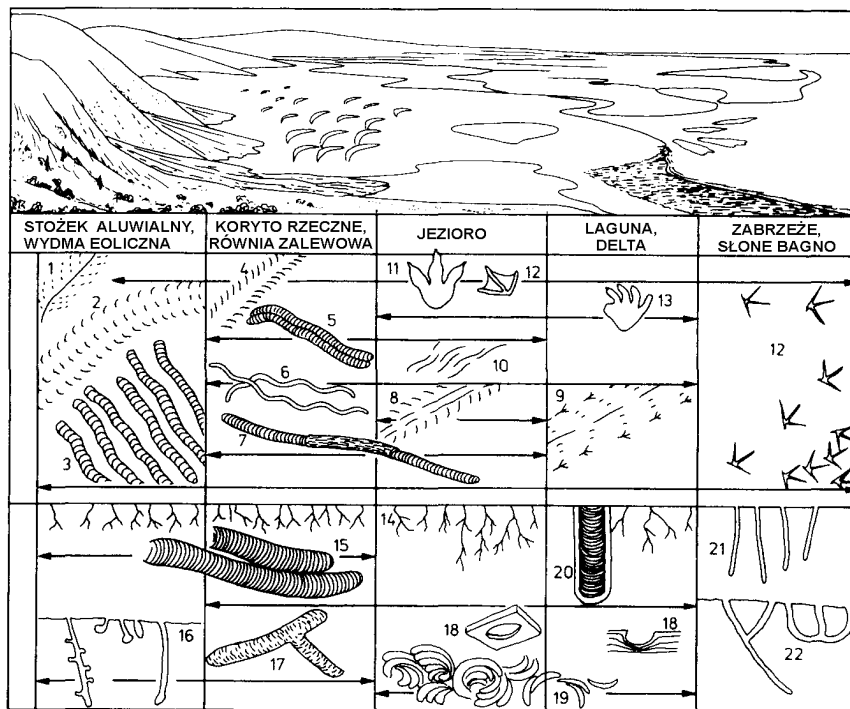
Twórcy drażeń ichnofacji Trypanites (Ryc. 169):

Robaki (wieloszczet *Polydora*), małże (np. *Lithophaga*, *Jouannetia*, *Aspidopholas*), pąkle (*Rogerella*), gąbki (z rodziny *Clionidae*), jeżowce.

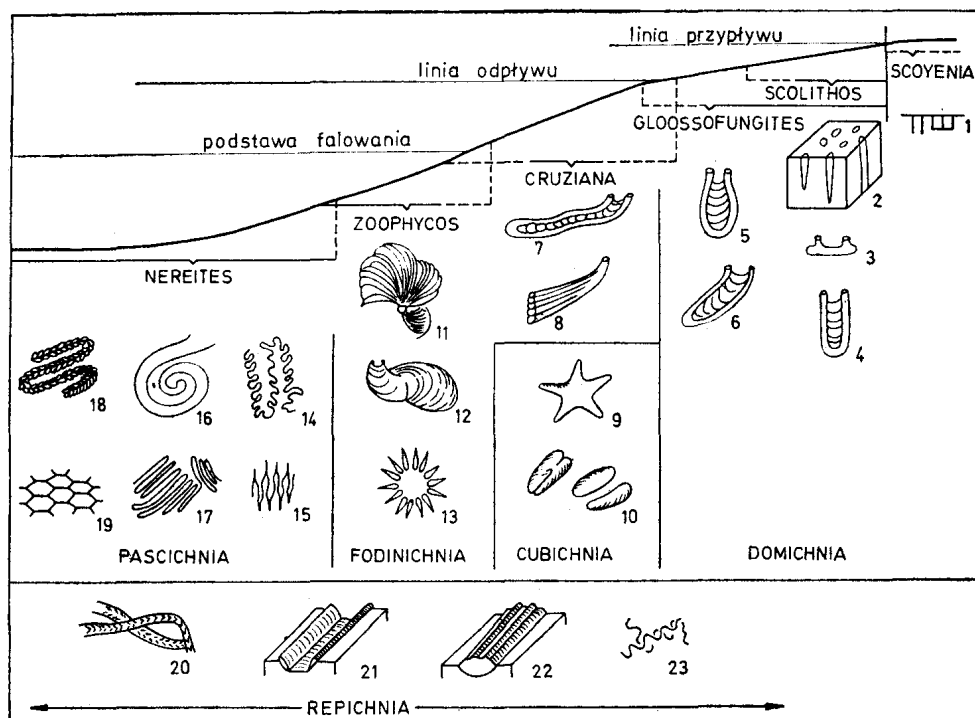


**Ryc. 169.** Skalotocze (według Radwański 1970, za: Gradziński *et al.*, 1986).

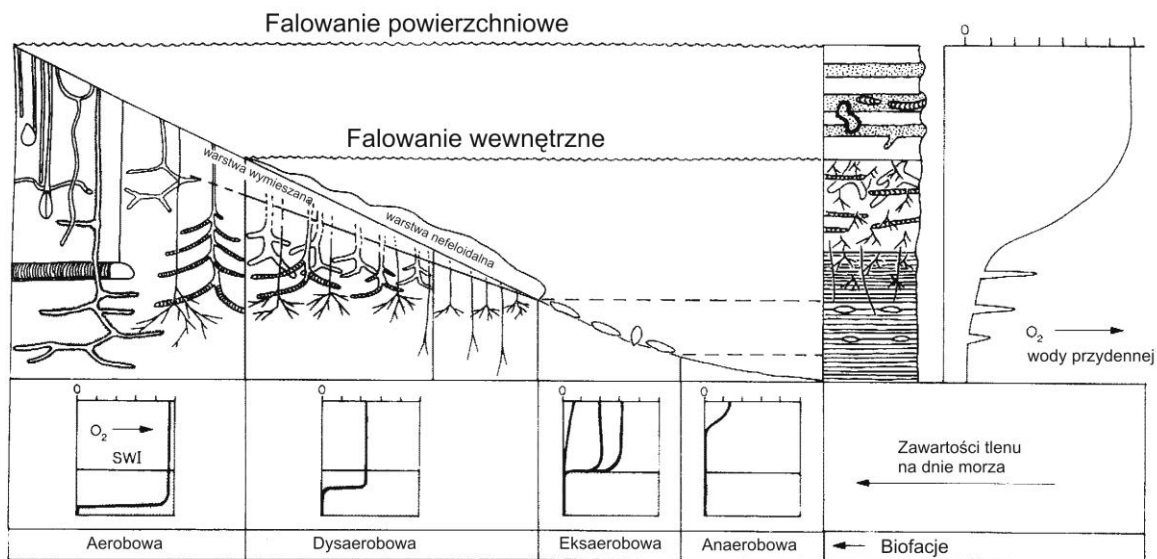
1, 2, 3 – *Entobia* (wydrążenia gąbek), 4 – *Trypanites* (wydrążenia wieloszczeta), 5 – 8 – *Gastrochaenolites* (wydrążenia małży), 5 wydrążenia małża *Gastrochaena*, 6 – wydrążenia małża *Jouannetia*, 7 – wydrążenia małża *Aspidopholas*, 8 – wydrążenia małża *Lithophaga*, 9, 10 – wydrążenia jeżowców



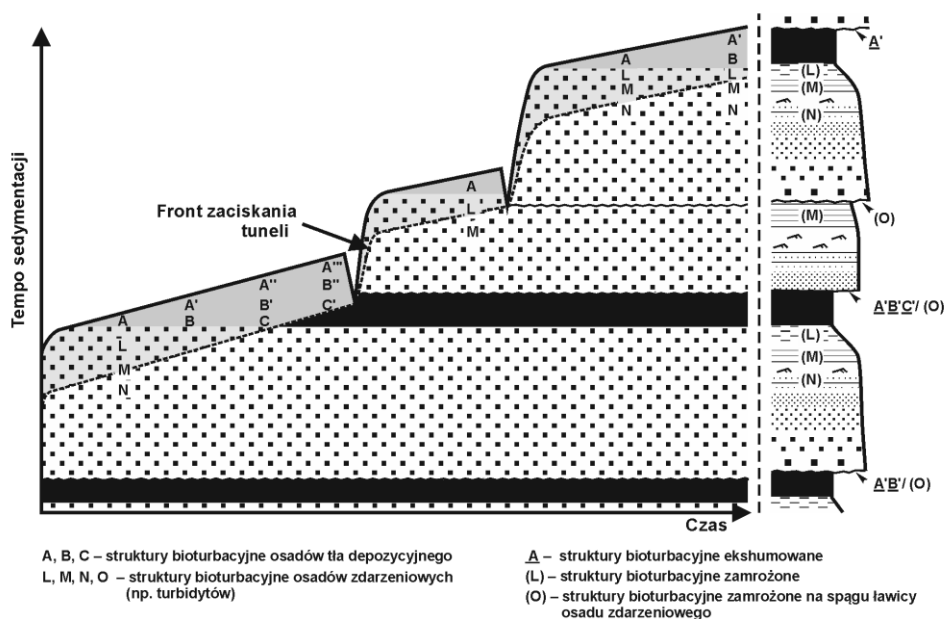
**Ryc. 170.** Rodzaje i rozmieszczenie skamieniałości śladowych w osadach niemorskich (według Bromley 1996): 1. *Palaeohelcura* (ślady wędrówki skorpiona); 2. *Mesichnium* (ślady wędrówki owada); 3. *Entradichnus* (egzogeniczne struktury penetracyjne owada); 4. *Acripes* (ślady wędrówki skorupiaka); 5. *Cruziana problematica* (struktury penetracyjne skrzelonga); 6. *Cochlichnus*; 7. *Scoyenia gracilis*; 8. *Siskemia* (ślady wędrówki stawonoga); 9. *Kouphichnium* (ślady wędrówki ostrogona); 10. *Undichnus* (ślady płynięcia ryby); 11. trop gada; 12. trop ptaka; 13. trop płaza; 14. korzenie roślin; 15. *Beaconites*; 16. Struktury penetracyjne owadów; 17. *Spongeliomorpha carlsbergi* (struktura penetracyjna owada); 18. *Lockeia siliquaria*; 19. *Fuerschichnus communis*; 20. *Diplocraterion paralellum*; 21. *Skolithos*; 22. *Psilonichnus* i inne struktury produkowane przez kraby.



**Ryc. 171.** Batymetryczne rozmieszczenie zespołów skamieniałości śladowych (ichnofacji) według Seilachera. 1 – *Scoyenia*, 2 – *Scolithos*, 3 – *Bifungites*, 4-7 – *Rhizocorallium*, 8 – *Teichichnus*, 8 – *Asteriacites*, 10 – *Rusophycus*, 11, 12 – *Zoophycos*, 13 – *Lorenzina*, 14 – *Cosmorhappe*, 15 – *Urohelminthoidea*, 16 – *Spirorhappe*, 17 – *Helminthorhappe*, 18 – *Nereites*, 19 – *Paleodictyon*, 20 – *Gyrochorte*, 21 – *Scolicia* na stropie ławicy, 22 – *Scolicia* na spagu ławicy, 23 – *Sinusites*



Ryc. 172. Zawartość tlenu na dnie morza a ukształtowanie (głębokość i charakter) bioturacji (według Savrda *et al.* 1991)



Ryc. 173. Sedymentacyjna kontrola produkcji i fosylizacji struktur bioturacyjnych w osadach zdarzeniowych i osadach tła depozycyjnego (według Leszczyński 1993)

Najbardziej zróżnicowane zespoły ichtnoskamieniałości w osadach morskich, sięgające najgłębiej w osad, są charakterystyczne dla osadów środowisk dobrze natlenionych, zasobnych w substancje pokarmowe, o poziomie  $E_h = 0$  położonym w osadzie, głęboko poniżej dna.

### Przekazywanie materii z obiegu biochemicznego do geochemicznego i odwrotnie

Fotoautotrofy to organizmy, które wprowadzają materię z obiegu geochemicznego do biochemicznego. Bakterie i grzyby to organizmy, które wyprowadzają materię z obiegu biochemicznego do geochemicznego.

## **Stymulowanie procesów chemicznych przez biosferę**

Biosfera stymuluje zmiany charakteru chemicznego materiału osadowego poprzez zmiany chemizmu otoczenia, np. w efekcie pobierania do swoich procesów życiowych określonych składników z osadu wpływa na pH i Eh otaczającej wody i tym samym na zachodzące w niej procesy chemiczne (rozpuszczanie, wytrącanie; np. bakteryjny rozkład siarczanów prowadzący do wydzielania wolnej siarki).

## **Momenty zwrotne sedymentacji wywołane przez biosferę**

- 1. Pojawienie się fotoautotrofów** (wczesny proterozoik) = przekształcenie atmosfery ziemskiej z beztlenowej w tlenową.
- 2. Wyjście roślin na ląd** (sylur) = spowolnienie denudacji na lądach, spowolnienie sedymentacji silikoklastycznej w morzach.
- 3. Masowy rozwój planktonu wapiennego** (jura późna) = rozciągnięcie intensywnej sedymentacji wapiennej poza szelf, zepchnięcie biogenicznych osadów krzemionkowych w głąbie basenowe (poniżej CCD).