

ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE I ICH OSADY

**treści wykładów dla studentów geologii
w Uniwersytecie Jagiellońskim
w r. akad. 2019/20**

Opracował
Stanisław Leszczyński
Instytut Nauk Geologicznych UJ

**Kraków
2020**

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND THEIR DEPOSITS

**content of lectures
for geology students
at the Jagiellonian University
acad. year 2019/20**

by
Stanisław Leszczyński
Institute of Geological Sciences JU

**Kraków
2020**

PRZEDMOWA

Praca niniejsza jest skryptem wykładów kursu „Środowiska sedymentacyjne i ich osady”, prowadzonego w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w roku akademickim 2019–20. W stosunku do treści przedstawianych na wykładach, te zawarte w skrypcie są zubożone w zakresie komentarzy do prezentowanych zagadnień oraz liczby ilustracji, szczególnie ilustracji fotograficznych środowisk sedymentacyjnych i cech ich osadów.

Kurs „Środowiska sedymentacyjne i ich osady” ma na celu poszerzenie wiedzy i umiejętności studentów geologii w zakresie sedymentologii (szczegółowy opis kursu przedstawiony jest w sylabusie dostępnym na stronie internetowej ING UJ). Kurs jest pomyślany jako uzupełniający dla kursu „Sedymentologia”. Zagadnienia o mniejszym znaczeniu w formowaniu osadów, a także te dotyczące rzadko spotykanych cech osadów, ujęte są tak na wykładach jak i w niniejszym skrypcie skrótowo lub nawet hasłowo. Opisy szersze studenci mogą znaleźć w literaturze zalecanej do kursu oraz w pracach źródłowych, wskazywanych tak na wykładzie jak i cytowanych w skrypcie przy wzmiankowaniu zagadnienia.

W skrypcie przedstawione są podstawowe cechy wszystkich głównych środowisk sedymentacyjnych i formowanych w nich osadów. Opisane są takie cechy jak ukształtowanie geometryczne, dynamika, chemizm i biotyka środowiska oraz rodzaje formowanych osadów i ich rozmieszczenie środowisku. Skrypt został zestawiony głównie w oparciu o poglądy i ilustracje prezentowane w podręczniku „Zarys Sedymentologii” (Gradziński et al. 1986) oraz „Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget” (Einsele 1992).

Zagadnienia przedstawione w skrypcie mają podstawowe znaczenie w szeroko rozumianych badaniach sedymentologicznych, zaliczając do nich również analizę basenów sedymentacyjnych, oraz w różnych badaniach środowisk naturalnych, mających na celu poznanie sposobu i uwarunkowań rozwoju tak samych środowisk jak i ich osadów (szczególnie w badaniach stratygraficznych). Wiele przedstawionych tu aspektów dotyczących warunków panujących w środowiskach naturalnych ma podstawowe znaczenie w badaniach tak współczesnych jak i kopalnych biocenoz oraz w poszukiwaniach złóż surowców naturalnych.

Kraków, maj 2020

Stanisław Leszczyński

Ważniejsza literatura:

Podręczniki:

1. **Zarys Sedymentologii.** Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. Unrug R., 1986, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
2. **Sedymentologia.** Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. Unrug R., 1975. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
3. . **Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget.** Einsele, 1992 – wydanie pierwsze, 2000 – wydanie drugie, Wydawnictwo Springer Verlag.
4. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy,** Reading H.G. (redaktor), 1996 - wydanie trzecie, Wydawnictwo Blackwell Science.
5. **Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics,** Leeder M.R., 1999, Wydawnictwo Blackwell Science.

Czasopisma:

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

Spis treści

	str.
Wprowadzenie: środowiska sedymentacyjne a ich osady, aspekty podstawowe	1
Środowisko rzeczne	5
Fizjografia rzek roztokowych i kształtowanie ich osadów	6
Fizjografia rzek meandrujących i kształtowanie ich osadów	8
Środowisko stożków napływowych	10
Środowisko sedymentacji koluwiów (stożki, fartuchy koluwialne)	12
Środowisko eoliczne	13
Osady eolicznego transportu suspensyjnego	16
Środowisko jeziorne	17
Środowiska wybrzeży mórz	21
Środowisko plażowe i przybrzeżne wybrzeży bezpływowych i mikropływowych ...	22
Środowisko barier piaszczystych i lagun	25
Środowisko równi pływowych	27
Środowisko deltowe	29
Główne elementy rzeźby i budowa delt	29
Typy delt	31
Procesy sedymentacyjne i osady delt	32
Budowa i kształtowanie delt typu gilbertowskiego	36
Deltę płytkowodną a deltę głębokowodną	37
Lateralna migracja łobów deltowych	37
Wpływ zmian poziomu morza na rozwój delt	37
Środowisko estuariów	39
Ukształtowanie estuariów oraz czynniki kształtujące	39
Deltę zwieńczenia zatok	40
Środowisko otwartego morza	41
Środowiska płytkomorskie (sublitoralne, nerytyczne)	41
Charakterystyka głównych rodzajów mórz płytkich	
w zależności od głównego sposobu kontroli sedymentacji	42
Morza o wysokiej dostawie materiału terygenicznego	42
Morza o niskiej dostawie materiału terygenicznego	44
Morza zdominowane sedymentacją węglanów i ich osady	45
Środowiska mórz głębokich i oceanów	50
Głębokomorskie środowiska klastyczne	53
Sklony basenowe (skłony kontynentalne)	54
Stożki głębokomorskie	54
Fartuchy skłonu	56
Rampy głębokomorskie	56
Równie basenowe	56
Środowiska pelagiczne	56
Środowisko glacialne i progłacialne	60

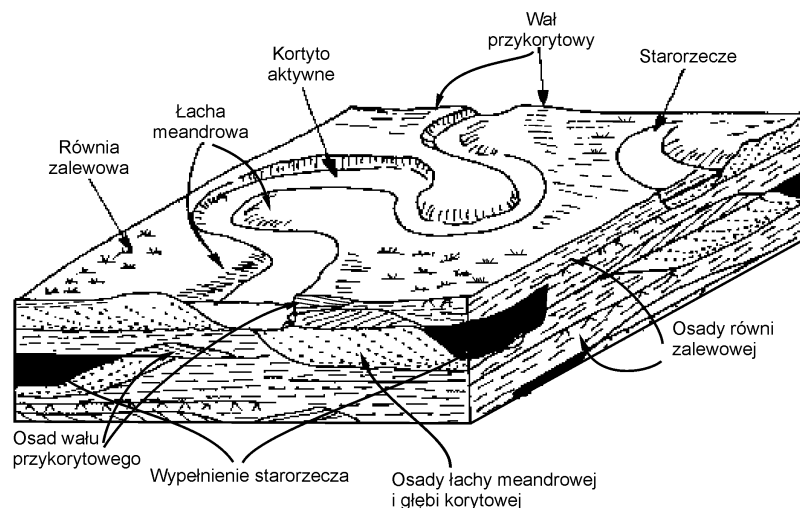
Wprowadzenie:

środowiska sedymentacyjne a ich osady, aspekty podstawowe

Środowisko sedymentacyjne to obszar akumulacji osadu, tj. basen sedymentacyjny, wraz z panującymi w nim warunkami fizycznymi, chemicznymi i biotycznymi kształtującymi procesy sedymentacyjne i powstające osady. Środowiska sedymentacyjne są środowiskami naturalnymi wyróżnianymi ze względu na rodzaj panujących w nich procesów sedymentacyjnych i charakteru akumulowanych osadów. Środowiska sedymentacyjne kształtują osady pod względem facji oraz relacji przestrzennych między facjami, tym samym kształtują budowę wewnętrzną (architekturę stratygraficzną) serii osadowych.

Przestrzeń postrzegana z punktu widzenia rodzajów formowanych w niej osadów, ich wzajemnych relacji i genezy to **system depozycyjny**. Systemy depozycyjne wyrażają się swoistymi osadami, o określonych relacjach przestrzennych, będących wyrazem uformowania w określonych środowiskach sedymentacyjnych. Badanie skał osadowych pod kątem rozpoznania ukształtowania i rodzaju systemu depozycyjnego, a tym samym rozpoznania środowiska w jakim zachodziła akumulacja osadu, to analiza facjalna.

Środowiska sedymentacyjne są dzielone w zależności od potrzeb i doboru kryteriów. Swoistym środowiskiem sedymentacyjnym jest każde miejsce wyróżniające się panującymi w nim procesami sedymentacyjnymi (Ryc. 1).



Ryc. 1. Przykład podziału środowiska rzeki meandrującej na subśrodowiska oraz architektura jego osadów (z Visser 1965, zmienione)

Najbardziej ogólny podział środowisk sedymentacyjnych:

- **środowiska lądowe**, tj. środowiska z sedymentacją kształtowaną przez wiatr, wody opadowe, lodowiec, procesy chemiczne i biotyczne;
- **środowiska wodne**, tj. środowiska z sedymentacją w wodzie i kształtowaną przez wodę – zachodzące w niej procesy chemiczne i działalność życiową organizmów;
- **środowiska mieszane**, tj. lądowo-wodne, np. środowisko glacialne.

Podział standardowy środowisk sedymentacyjnych:

- środowiska kontynentalne:
 - rzeczne (w tym stożków napływowych),
 - eoliczne,
 - jeziorne;

- środowiska przejściowe:
 - plażowe,
 - deltowe,
 - równi pływowych i estuariów,
 - lagunowe;
- środowiska morskie:
 - płytkomorskie,
 - głębokomorskie.
- środowiska glacialne.

Podstawowe aspekty formowania skał osadowych wykazujące zróżnicowanie środowiskowe:

- charakter składników osadu podczas formowania osadu,
- rodzaj procesów sedymentacyjnych,
- zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w przestrzeni,
- zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w czasie.

Rodzaje składników osadu wyróżniane ze względu na charakter podczas formowania osadu:

- **składniki ziarniste**, tj. przytransportowane do miejsca gromadzenia osadu w formie ciał stałych - "ziaren", o różnej wielkości i budowie; są to głównie składniki okruchowe (klastyczne), różne w różnych środowiskach, zależnie od pochodzenia dzielone na: lito-, bio-, wulkanoklasty;
- **składniki strątowne**, tj. wytrącane w miejscu i podczas formowania osadu: nieorganogeniczne, np. kryształy wytrącone z wody lub organogeniczne – szkielety bentosu sesylnego, np. szkielety hermatypowych koralów i glonów.

Podstawowe rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na sposób kształtowania materiału osadowego:

- procesy fizyczne,
- procesy chemiczne,
- procesy biotyczne.

Podstawowe rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na sposób oddziaływania na osad:

- procesy depozycyjne,
- procesy erozyjne,
- procesy deformacyjne.

Sposób przebiegu poszczególnych rodzajów procesów sedymentacyjnych i ich efekt jest różny, zależnie od:

- rodzaju materiału osadowego,
- dynamiki procesu,
- czynnika napędzającego (dotyczy głównie procesów fizycznych).

Podstawowe rodzaje fizycznych procesów sedymentacyjnych zależnie od czynnika napędzającego:

- procesy napędzane przez płyny opływające materiał osadowy, tj. **hydrauliczne procesy sedymentacyjne**,
- procesy napędzane przez ciężar materiału osadowego, tj. **grawitacyjne procesy sedymentacyjne**.

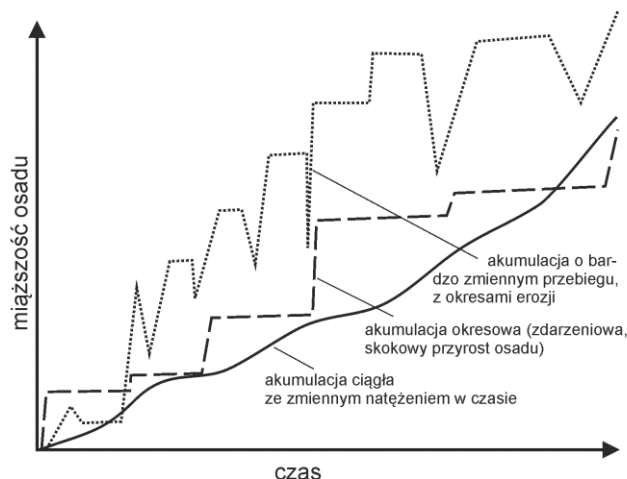
Rodzaje hydraulicznych procesów sedymentacyjnych zależnie od czynnika kształtującego:

- procesy kształtowane przez wodę,
- procesy kształtowane przez wiatr,
- procesy kształtowane przez lodowiec.

Rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na czas trwania i częstotliwość występowania:

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

Akumulacja osadu w środowiskach naturalnych wykazuje różny przebieg (Ryc. 2).



Ryc. 2. Sposoby przebiegu akumulacji osadu w środowiskach naturalnych

Źródła energii procesów sedymentacyjnych:

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

Czynniki kontrolujące przebieg procesów sedymentacyjnych i rodzaj powstających osadów:

- czynniki zewnętrzne (pozaśrodowiskowe),
 - 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).

Sposoby transportu materiału osadowego a rodzaj fizycznego procesu sedymentacyjnego:

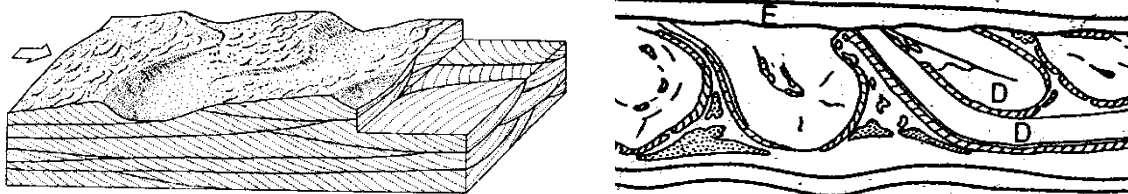
- transport ziaren przez płyn, czyli **transport hydrauliczny**, dzielony na:
 - hydrauliczny transport trakcyjny,
 - hydrauliczny transport suspensyjny,
- transport przez siły grawitacji oddziałujące na materiał osadowy to **transport grawitacyjny** (transport masowy), dzielony na:

- transport po dnie masy oddziaływujących na siebie lub pojedynczych ziaren,
- transport po dnie pojedynczych ziaren, napędzany przez zawieszinę przemieszczającą powyżej się pod wpływem grawitacji – grawitacyjny transport trakcyjny,
- transport bez kontaktu z dnem – grawitacyjny transport suspensyjny.

Podstawowe rodzaje depozycji ziarnistego materiału osadowego:

- depozycja ziarno po ziarnie:
 - z trakcji (formy dna zależne od frakcji materiału i natężenia transportu),
 - z suspensji,
- depozycja masowa:
 - przez zamrażanie kohezyjne,
 - przez zamrażanie cierne.

Sposób depozycji ziarnistego materiału osadowego zapisuje się w rozmieszczeniu przestrzennym składników (w strukturach sedymentacyjnych; np. Ryc. 3):



Ryc. 3. Sposób depozycji a struktury sedymentacyjne osadu. A. Wielozestawy klinowego i rynnowego warstwowania przekątnego powstają przez sedymentację na diunach (pręgach) kręto grzbietowych i półksiężycowych (z Gradziński et al. 1986), B. Struktury deformacyjne (fałdowe) w osadzie uformowanym w osuwisku (z Dżułyński 1963)

Sedymentacja chemiczna kształtuje osad zależnie od rodzaju działających procesów i ich przebiegu w czasie. Jej zróżnicowanie w czasie jest zapisane w osadach ich warstwową budową, z występowaniem warstw (lamin) różniących się składem mineralnym oraz wielkością i formą strątowych składników osadu.

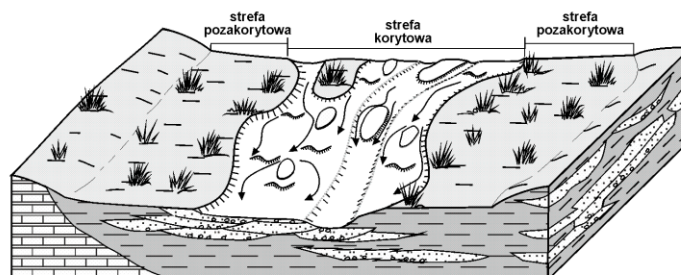
Sedymentacja biotyczna kształtuje osad zależnie od rodzaju zaangażowanych organizmów, środowiska i przebiegu w czasie, np. inne ukształtowanie teksturowe i strukturalne mają wapienie zbudowane ze szkieletów koralów gałęzkowych, a inną te, które są zbudowane ze szkieletów innych organizmów.

Znajomość przebiegu sedymentacji w środowiskach naturalnych i ukształtowania formowanych w nich osadów ma podstawowe znaczenie dla:

- poznawania historii Ziemi,
- rozpoznawania architektury kopalnych systemów depozycyjnych,
- poszukiwania i eksploatacji surowców naturalnych,
- gospodarowania górotworem (np. zakładanie magazynów gazu, składów odpadów szkodliwych dla środowiska, składów CO₂),
- gospodarowania terenem oraz prognozowania jego naturalnego kształtowania.

ŚRODOWISKO RZECZNE

Środowisko rzeczne to środowisko kształtowane przez strumień wody płynącej ogólnie w jednym kierunku, ciągle lub okresowo, w jednym lub wielu korytach (Ryc. 4).



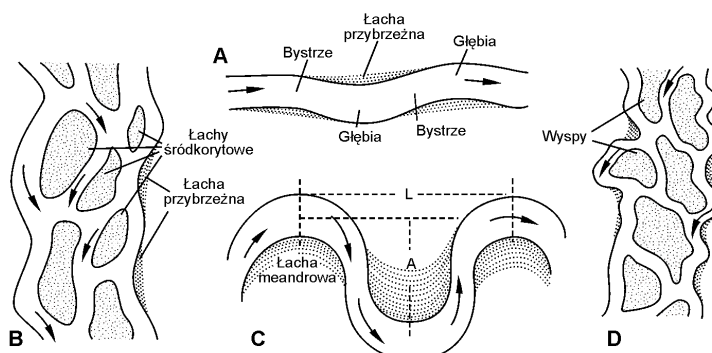
Ryc. 4. Podstawowe elementy środowiska rzeczne

Podstawowe elementy fizjograficzne środowiska rzeczne (Ryc. 4):

- strefa korytowa, obejmująca koryto/koryta rozdzielone łachami/wyspami,
- strefa pozakorytowa, obejmująca równię zalewową, często bagna, nieraz ze starorzeczami.

Typy rzek zależnie od morfologii (Ryc. 5):

- 1) **rzeki prostolinijne**: płyną jednym, mało krętym korytem z wąskimi łachami przybrzeżnymi, usytuowanymi naprzemianlegle. Taki charakter mają głównie odcinki źródłowe rzek. Materiał osadowy transportowany jest w nich głównie trakcyjnie.



Ryc. 5. Typy rzek. A – rzeka prostolinijna, B – rzeka roztokowa, C – rzeka meandrująca, (A – amplituda fali meandra, L – długość fali meandra), D – rzeki anastomozujące (z Gradziński et al. 1986, zmienione).

- 2) **rzeki roztokowe**: płyną wieloma korytami różnej wielkości, dzielącymi się i łączącymi, rozdzielonymi łachami środkowymi (szeroki trakt korytowy); szybka migracja koryt, głębokość koryt niewielka w stosunku do ich szerokości, krętość koryt (stosunek długości osi koryta głównego do długości osi doliny na danym odcinku) z reguły poniżej 1,3; transportują dużo materiału okrucowego, głównie trakcyjnie. Płyną po terenie o spadku większym niż rzeki meandrujące. Są to rzeki charakterystyczne dla obszarów górskich, podnóży gór i przedpola lodowców,
- 3) **rzeki meandrujące**: płyną jednym, silnie krętym korytem w warunkach normalnego stanu wody; zakola przesuwają się stopniowo i co jakiś czas są odcinane tworząc starorzecza. Krętość koryt często powyżej 2, głębokość znaczna w stosunku do szerokości, duży udział transportu zawieszinowego,
- 4) **rzeki anastomozujące**: płyną kilkoma nieregularnie wijącymi się, głębokimi korytami, rozdzielonymi ustabilizowanymi wyspami. Transportują niemal wyłącznie zawieszinę; ich brzegi zbudowane są z materiału kohezijnego.

Typ rzeki zależy od:

- spadku terenu,
- rodzaju i dostępności do pobierania materiału na obszarze zlewni,
- szaty roślinnej.

W rzeczywistości, ukształtowanie rzek wykazuje zróżnicowanie odpowiadające w różnym stopniu modelom pokazanym na Ryc. 5 (patrz Leeder 1999).

Typ rzeki zmienia się w jej biegu, nieraz powtarzając.

Rzeki transportujące głównie zawieszinę cechują się stosunkiem szerokości do głębokości koryta <10 . Dla rzek transportujących głównie trakcyjnie stosunek ten wynosi >40 .

Osady rzeczne to **aluwia (osady fluwialne)**. Są to osady okruchowe, głównie silikoklastyczne, piaszczyste, żwirowe, mułowe, podrzędnie osady fitogeniczne, tj. torfy oraz ich zlityfikowane odpowiedniki (węgle brunatne, węgle kamienne). Osady rzeczne cechują się dużym zróżnicowaniem pod względem stopnia obróbki ziaren oraz struktur sedymentacyjnych. Rodzaj osadu zależy od miejsca depozycji, dynamiki rzeki oraz rodzaju materiału dostępnego do przenoszenia.

Rzeki, w których odkładanie materiału przeważa nad erozją to **rzeki agradujące**.

Podział osadów rzecznych zależnie od miejsca depozycji:

- osady korytowe, tj. osady deponowane głównie z trakcji, w formie płaskich pokryw i wypukłych nasypów w środku koryta (**łach śródkorytowych**) i przy wypukłych brzegach koryt (szczególnie rzek meandrujących), jako **odsypy brzegowe, łachy (odsypy) meandrowe**. Są to głównie osady przyrostu bocznego. Osad żwirowy przemyty, pokrywający dno koryt to **bruk korytowy**,
- osady pozakorytowe, tj. głównie osady mułowe i piaszczyste, deponowane podczas powodzi, w dużej części z zawiesziny, przyrastające głównie pionowo na równiach zalewowych (tarasach zalewowych),
- osady starorzeczy, tj. głównie osady mułowe, osady przyrastające pionowo, bogate w materiał organiczny.

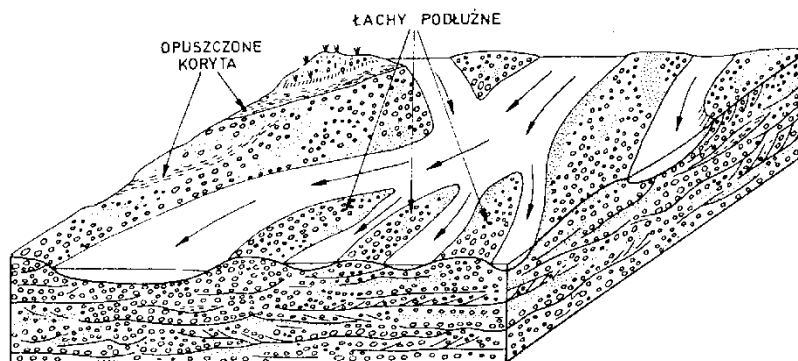
Cechą charakterystyczną żwirów rzecznych jest podprądowa imbrykacja klastów.

Fizjografia rzek roztokowych i kształtowanie ich osadów

Typy rzek roztokowych:

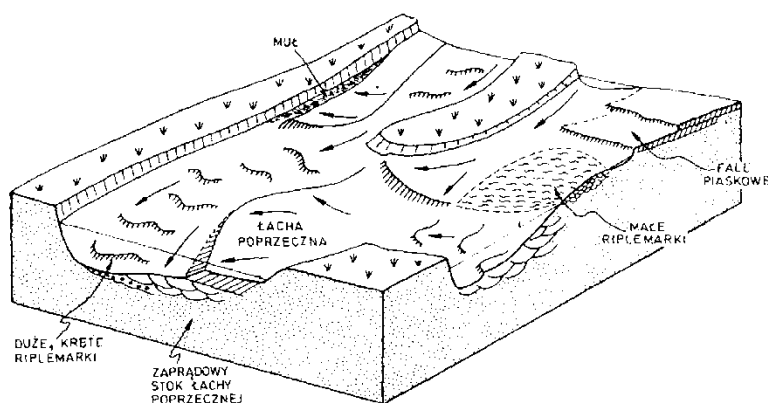
- żwirowe,
- piaszczyste.

Żwirowe rzeki roztokowe (Ryc. 6) płyną korytami oddzielonymi wydłużonymi, **romboidalnymi łachami** żwirowymi, przyrastającymi bocznie i ze spadkiem rzeki. Dno koryt jest nieregularne, pokryte brukiem korytowym. Przy brzegu łach występują nasypy piaszczyste o warstwowaniu przekątnym, z laminami zapadającymi w kierunku osi koryta. W przekroju pionowym osadów dominują masywne lub warstwowane niewyraźnie, poziomo osady żwirowe o zwartym szkieletie ziarnowym, z zaprądowną imbrykacją klastów. Osady piaszczyste mają udział podrzędny, wykazują warstwowanie przekątne rynnowe, tabularne i klinowe dużej i małej skali oraz laminację równoległą. Rzadko występują soczewki osadów mułowych.



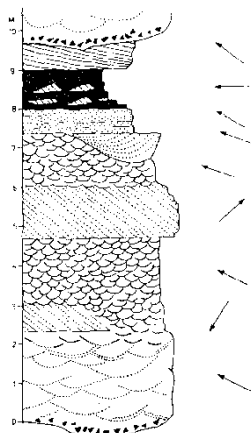
Ryc. 6. Żwirowa rzeka roztokowa według Gradziński et al. 1986

Piaszczyste rzeki roztokowe (Ryc. 7) są to rzeki płynące korytami oddzielonymi **łachami podłużnymi**, przyrastającymi bocznie i ze spadkiem rzeki oraz niższymi, **łachami poprzecznymi**. W okresach przepływów normalnych dno w przegłębieniach koryt pokryte jest diunami (riplemarkami dużymi), z riplemarkami (riplemarkami małymi) na zboczach odprądowych. Płycizny pokryte są diunami 2D (falami piaskowymi) i riplemarkami. Lokalnie występuje dno płaskie, pokryte drobnym brukiem. Rozprzestrzenienie dna płaskiego rośnie w okresach wezbrań. Na obrzeżach koryt występują pokrywy mułowe.



Ryc. 7. Piaszczysta rzeka roztokowa według Cant 1978 (z Gradziński et al. 1986)

W przekroju pionowym osadów przeważają osady piaszczyste, warstwowane przekątnie w dużej skali tabularnie i rynnowo. Podrzędny udział mają osady piaszczyste laminowane poziomo i przekątnie w małej skali oraz osady mułowe, a także warstwy z intraklastami. Osady tworzą sekwencje facji o ziarnie drobniejącym ku górze, miąższości kilku metrów (Ryc. 8).

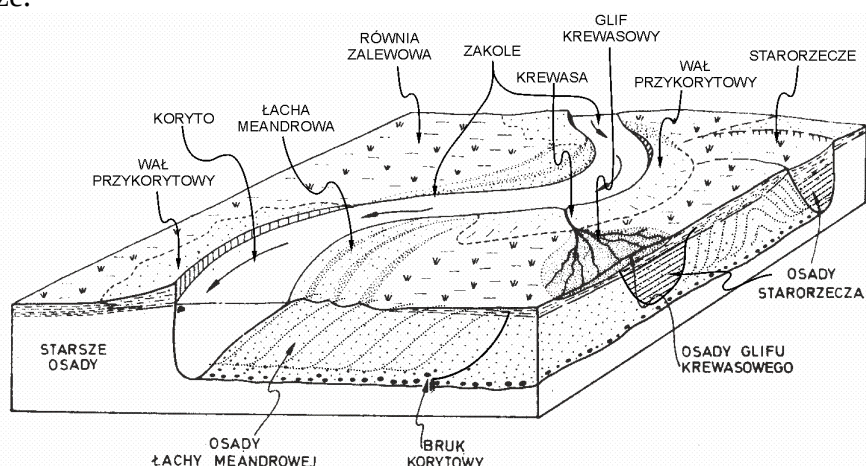


Ryc. 8. Modelowa sekwencja formacji Battery Point Sandstone, interpretowanej jako aluwia piaszczystej rzeki roztokowej (według Cant & Walker 1976 z Gradziński et al. 1986)

Osady rzek meandrujących i ich kształtowanie

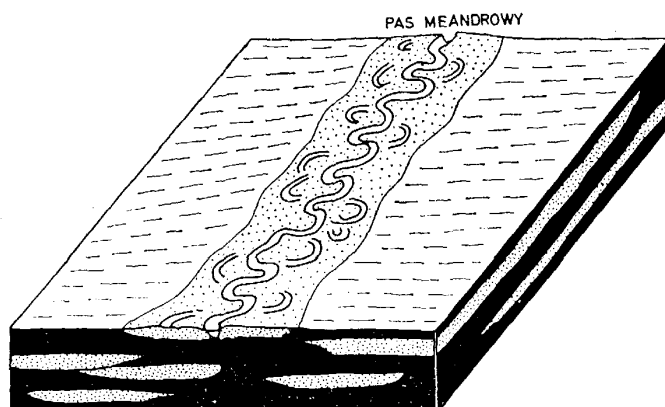
Elementy fizjograficzne rzeki meandrującej i jej otoczenia (Ryc. 9):

- koryto,
- zakole,
- łacha meandrowa,
- wał przykorytowy,
- krewasa (rozcięcie wału przykorytowego),
- glif krewasowy (stożek napływowy u wylotu krewasy na równię zalewową),
- koryto przelewowe (rozcinające łachę) i nasyp u jego wylotu,
- starorzecze.



Ryc. 9. Rzeka meandrująca i związane z nią subśrodowiska sedymentacyjne (według Allen 1965, zmienione)

Pas terenu zajęty przez koryto, wały brzegowe, glify krewasowe i starorzecza to **pas meandrowy** (ang. *meander Belt*; Ryc. 10)

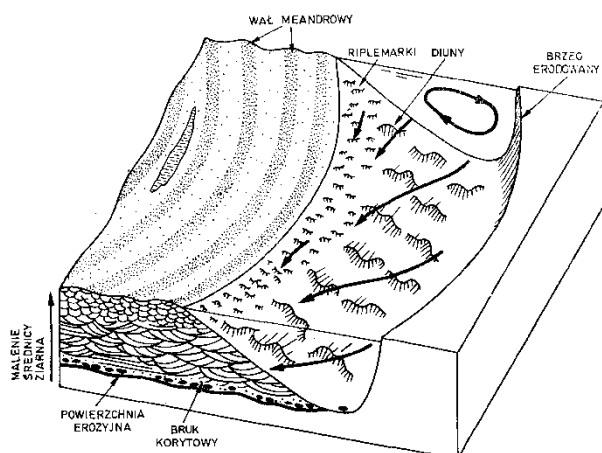


Ryc. 10. Pas meandrowy na równinie aluwialnej. Osady pasa meandrowego to osady korytowe, wałów przybrzeżnych oraz glifów krewasowych - jasne soczewy na przekroju, pozostałe osady równi zalewowej to na przekroju osady czarne (z Gradziński et al. 1986)

Pas meandrowy może zmieniać położenie, szczególnie wtedy, kiedy jego powierzchnia znajdzie się wyżej niż powierzchnia otaczającej równi zalewowej, a rzeka, podczas wezbrania, utoruje nowy spływ o większym spadku. Przerzucanie pasa meandrowego w nowe położenie nazywane jest **awulsją**.

Procesy transportu i sedymentacji w rzekach meandrujących kształtowane są przez:

- spiralny przepływ wody w korycie (Ryc. 11),
- położenie głównego nurtu przy wklęsłym brzegu koryta.



Ryc. 11. Model depozycji w obrębie łachy meandrowej (według Allen 1970, z Gradziński et al. 1986)

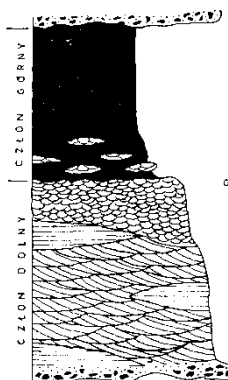
Dno koryta w strefie głównego nurtu oraz w bystrzach jest pokryte brukiem korytowym, ze smugami prądowymi oraz diunami i/lub riplemarkami od strony łachy. Na łachach obręb koryta dominuje boczny przyrost osadów, kształtowany przez spadającą w górę łachy dynamikę wody (diuny w dolnej części łachy, riplemarki w części górnej).

Osady rzek meandrujących

Osady korytowe to cienka warstwa osadu żwirowego tworzącego bruk korytowy, przykryta, osadem piaszczystym łachy meandrowej, wykazującym warstwowanie skośne, z zestawami warstwowanymi przekątnie wielkoskalowo, rynnowo w dolnej części łachy i w małej skali w górnej części łachy, nieraz warstwowania przekątne tabularne.

Osady pozakorytowe to osady zróżnicowane zależnie od miejsca osadzenia, obejmują one:

- *osady wałów przykorytowych* (rozwijają się po zewnętrznej stronie zakoli) to głównie muł i bardzo drobnoziarnisty piasek laminowany faliście, smużyście, przekątnie w małej skali, ze strukturami korzeniowymi;
- *osady glifów krewasowych* to piasek warstwowany przekątnie w małej, rzadziej dużej skali, nieraz z intraklastami mułowymi;
- *osady równi zalewowej* to głównie muły laminowane poziomo, podrzędnie soczewki piasków bardzo drobnoziarnistych laminowanych przekątnie w małej skali. Pospolite są w nich spękania błotne, struktury korzeniowe, warstwy utworów bogatych w materię roślinną, warstwy syderytu, nieraz warstwy kalicze;
- *osady starorzeczy* to soczewy mułów z dużą ilością materiału organicznego oraz przewarstwienia lub soczewy torfu (węgla).

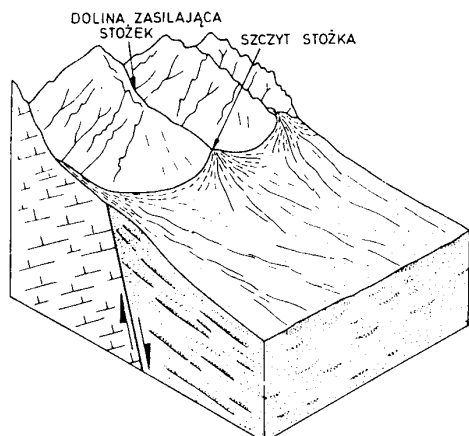


Ryc. 12. Modelowa sekwencja osadów rzeki meandrującej (według Allen 1970, Gradziński et al. 1986)

W przekroju pionowym osady rzek meandrujących zapisują się sekwencjami facji o ziarnie drobniejącym ku górze, z członem dolnym piaszczystym, zbudowanym z osadów korytowych i górnym, w przewadze mułowym, zbudowanym z osadów pozakorytowych (Ryc. 12).

ŚRODOWISKO STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH

Stożek napływowy (s. aluwialny) to nagromadzenie osadów o zarysie wachlarza w planie, uformowane u wylotu doliny na obszar o wyraźnie mniejszym spadku (Ryc. 13). Stożki napływowe są zbudowane z osadów naniesionych przez wodę i podrzędnie przez spływy rumoszu.



Ryc. 13. Model stożka napływowego ułożonego na skraju obszaru wypiętrzonego (według Gradziński et al. 1986)

Wraz ze wzrostem udziału dostawy materiału przez grawitacyjne przemieszczenia osadu stożki napływowe przechodzą w **stożki torencjalne, proluwialne (stożki koluwialne)**. Stożki napływowe rozwinięte u podnóża pasma górskiego, łączące się ze sobą oraz stożkami innego rodzaju, tworzą **nasypy piedmontowe**. Rozległa, słabo nachylona równina podgórska w strefie suchej, uformowana z łączących się ze sobą stożków napływowych, zbudowanych z materiału nano-szonego przez rzeki okresowe to **bahada** (hiszp. *bajada*). Stożki formowane u wylotu bramy lodowcowej to **stożki sandrowe**.

Stożki napływowe przechodzą w kierunku spadku w równiny aluwialne, *playa* lub w delty. Na powierzchni stożków występują koryta rozchodzące się „promieniście”, roztokowo, od wierzchołka stożka. Koryta na stożkach cechują się szybką migracją boczną.

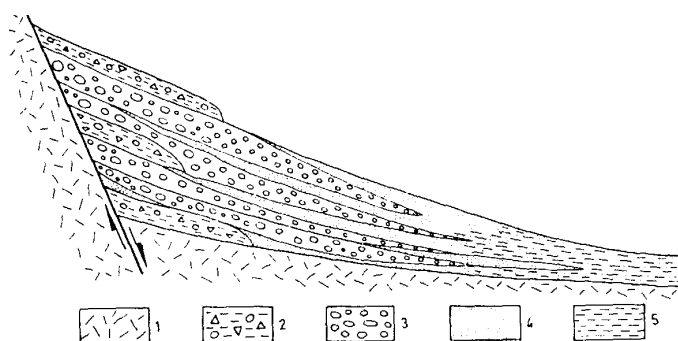
Powstawaniu stożków sprzyjają:

- duża ilość materiału na obszarze zlewni doliny macierzystej,
- duże wahania przepływu wody,
- brak szaty roślinnej.

Sposoby depozycji na stożkach napływowych (Ryc. 14):

- z trakcji ze strumienia wody w korycie,
- z trakcji ze spływów warstwowych,
- zamrażanie (krzepnięcie) spływów masowych – głównie spływów błotnych (stożki proluwialne i torencjalne).

W części wierzchołkowej stożka gromadzi się materiał najgrubszych frakcji, silnie porowaty, w który wsiąka woda dopływającego tu strumienia – **osad przetakowy**.



Ryc. 14. Modelowy przekrój stożka napływowego. 1 – skały starsze, 2 – osady spływów rumoszowych, 3- żwiry, 4 – piaski, 5 – muły (z Gradziński et al. 1986)



Ryc. 15. Profil osadów stożka napływowego kształtowanego przez żwirową rzekę roztokową (z Miall 1978).

Typy i rozmieszczenie osadów na stożku napływowym:

Stożek górny (proksymalny):

- osady żwirowe warstwowane poziomo, o zwartym szkielecie ziarnowym, z imbrykacją otoczków (osady deponowane z trakcji),
- osady żwirowe masywne, o rozproszonym lub zwartym szkielecie ziarnowym, w tym o ubogiej matriks (osady przetakowe), niefrakcjonowane lub z uziarnieniem odwróconym w dolnej części warstw (osady deponowane ze spływów masowych: błotnych – kohezyjnych lub rumoszowych kohezyjnych i niekohezyjnych);

Stożek dolny (dystalny):

- zanik osadów żwirowych, wzrost udziału osadów piaszczystych laminowanych poziomo oraz przekątnie głównie w dużej skali,
- w strefie zaniku stożka wkładki osadów mułowych.

Sukcesje osadów stożków napływowych są ogólnie podobne do sukcesji osadów rzek roztokowych (Ryc. 15).

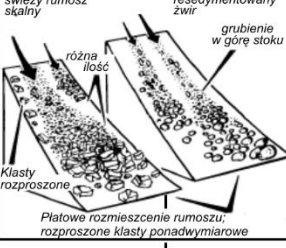
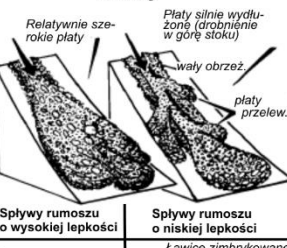
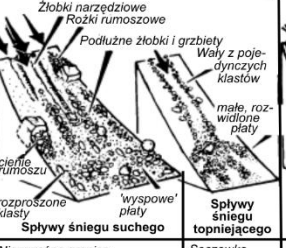
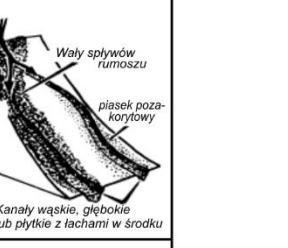
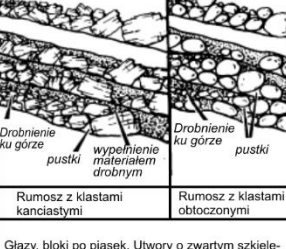
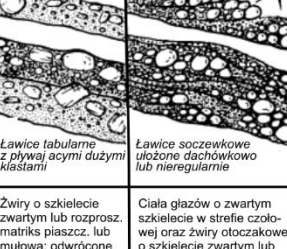
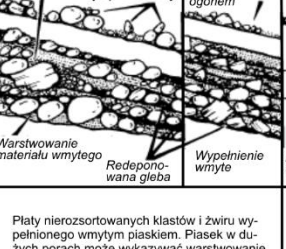
ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI KOLUWIÓW (stożki, fartuchy koluwialne)

Koluwia to osady deponowane na lądzie u podstawy stoków wzniesień, w formie stożków i fartuchów, a także w żlebach i innych zagłębieniach na stokach wzniesień, przez spływy wód opadowych, rumoszowe, lawiny śnieżne, obrywy, pełznięcie lub kombinację tych procesów (Tab. I). Niektórzy do koluwiów zaliczają utwory osuwisk (np. Książkiewicz 1972).

Cechy charakterystyczne koluwiów zależą od rodzaju i natężenia dominujących procesów ich formowania i wyrażają się różnym stopniem i sposobem segregacji teksturowej materiału, a przede wszystkim jego segregacji granulometrycznej, a także pod względem rozmieszczenia materiału w przestrzeni, tj. strukturami sedymentacyjnymi. Proces formowania koluwium nazywany jest **koluwiacją**.

Stożki i fartuchy koluwialne są podobne do stożków aluwialnych pod względem formy gromadzenia osadu, cechują się jednak większym niż stożki aluwialne nachyleniem powierzchni w ich górnej części (pod kątem do 45°) i mniejszym, zwykle nie przekraczającym kilkuset metrów, zasięgiem poziomym. Budowa wewnętrzna stożków koluwialnych różni się od budowy stożków aluwialnych w znacznym stopniu. Różnice przejawiają się tak pod względem rodzaju jak i ukształtowania utworów (Tab. II).

Tab. 1. Procesy depozycji i osady koluwiów (według W. Nemec, materiały niepublikowane)

CECHY SEDYMENTACYJNE	PROCESY DEPOZYCJI				
	obrywy	spływy rumoszu lawiny	spływy rumoszu o niskiej lepkości	spływy rumoszu o wysokiej lepkości	spływy wody
RODZAJ I GEOMETRIA OSADÓW	 świeży rumosz skalny resedymetowany żwir grubienie w górę stoku różna ilość Klasty rozproszone Płatowe rozmieszczenie rumoszu; rozproszone klasty ponadwymiarowe	 Relatywnie szerokie płyty Płyty silnie wydłużone (drobienie w górę stoku) wał obrzeż. płyty przelew. Spływy rumoszu o wysokiej lepkości Spływy rumoszu o niskiej lepkości	 Żłobki narzędziowe Rozki rumoszowe Podłużne żłobki i grzbiety Wąły z pojedynczych klastów małe, rozwiłone płyty rozproszone klasty wyspowa płyty Spływy rumoszu suchego Spływy rumoszu topniejącego	 Wąły spływów rumoszu piasek pozakorytowy Kanały wąskie, głębokie lub płytkie z łachami w środku	
	 Drobienie ku górze pustki wypełnienie materiałem drobnym Drobienie ku górze pustki	 Ławice tabularne z pływajacymi dużymi klastami Ławice soczewkowe ułożone dachówkowo lub nieregularnie	 Niewyraźne granice Wypłone klasty Soczewka z płaszczyznym ogonem Warstwowanie materiału wmytego Redeponowana gleba Wypełnienie wmyte	 Resztki osadów spływów rumoszowych Wypełnienie frakcyjne Izolowane wypełnienia kanałów (miąższość <1,5 m)	
TEKSTURA I STRUKTURA	Rumosz z klastami kanciastymi Głazy, bloki po piasek. Utwory o zwartym szkieletcie, częste pustki, w stropie wypełnienie wmytym piaskiem, otoczkami oraz glebą	Rumosz z klastami obtoczonymi Żwir o szkieletcie zwartym lub rozprosz. matryks piasek, lub mulowa; odwrócone uziarn. frakcyjne, pływające klasty	Ciała głazów o zwartym szkieletcie w strefie czołowej oraz żwiru otoczkowe o szkieletcie zwartym lub rozproszonym - w ogonie. Normalne uziarn. frakcjon.	Płaty nierozsortowanych klastów i żwiru wypełnionego wmytym piaskiem. Piasek w dużych porach może wykazywać warstwowanie	Żwir otoczkowy i glazowy o zwartym szkieletcie, przekładany słabo warstwowanym piaskiem. Żwir o szkieletcie rozproszonym - osad reszkowy spływów rumoszowych
UŁOŻENIE KLASTÓW (WIĘZBA)	Izolowane głazy i bloki ułożenie "toczące" w górę stoku wzrost ułożenia chaotycznego	W zapleczu - klasty duże ułożone osi "a" zgodnie ze spadkiem stoku, u czoła - osi "a" równoległe do rozciągłości stoku	Ułożenie "toczące" z osi "a" poprzeczne do transportu o czoła i w stropie ciała spływu oraz ułożenie ścinające w tylnej części ciała spływu	Głównie ułożenie chaotyczne "wypłiskowe"; głazy i bloki osadzone ze spływów burzliwych mogą wykazywać ułożenie "toczące" z osi "a" ułożoną poprzecznie do transportu; w spływach brai śnieżnej zaznacza się ułożenie "ści-nające" z osi "a" równoległe do transportu	Pospolite ułożenie trakcyjne; słabo rozwinięte w żlebach; duże klasty często zrotowane przez spływy wody, z osi "a" równoległe do spadku stoku
ŹRÓDŁO RUMOSZU	Zwierzelina podłoża Głina polodowcowa oraz osad tarasów kemowych	Głina polodowcowa, osad tarasów kemowych oraz koluwium wyższych części stoku	Głina polodowcowa, koluwium wyższych części stoku oraz świeże skały podłoża, pospolicie erozja gleby	Koluwium wyższych części stoku oraz glina polodowcowa	

Cechy charakterystyczne koluwiów:

- niska dojrzałość teksturowa, tj. bardzo złe wysortowanie (osady polifrakcyjne), brak lub słabe obtoczenie składników,
- masywne i niewyraźne warstwowanie równoległe oraz niskokątowo przekątne,
- nieraz uziarnienie frakcjonalne odwrócone lub niepełne uziarnienie frakcjonalne normalne.

Tab. 11. Porównanie głównych cech stożków aluwialnych i stożków koluwalnych (według W. Nemec, materiały niepublikowane)

Typowe charakterystyki	stożek koluwalny	stożek aluwialny
Lokalizacja geomorfol.	zbocza i podnóża gór (stożki zboczowe)	podnóża gór lub dno rozległych dolin rzecznych
Zasilanie	żleby	doliny lub kaniony śródgórskie
Lokalizacja wierzchołka	wysoko na zboczu góry (u wylotu żlebu)	u podstawy zboczy gór (wyloty dolin, kanionów)
Nachylenie powierzchni	35-45° przy wierzchołku do 15-20° u podstawy	rzadko > 10-15° przy wierzchołku, zazwyczaj < 1-5° u podstawy
Promień w planie	poniżej 0,5 km, rzadko do 1-1,5 km	często do 10 km, nieraz powyżej 100 km
Osady	głównie bardzo niedojrzały rumosz	żwir i piasek, niedojrzały do dojrzałego
Trendy granulometryczne	najgrubszy materiał u podstawy stożka	najgrubszy materiał w części wierzchołkowej
Procesy depozycji	lawiny, obrywy, spływy rumoszu i śniegu, podrzędnie spływy wody - głównie rynnowe	spływy rumoszu i spływy wody (strumienie roztokowe)

Mięszsze koluwia mogą zawierać bogaty zapis zmian klimatu we względnie długich przedziałach czasu, zawierając pogrzebane poziomy glebowe, szczątki roślin i zwierząt, a także obiekty archeologiczne.

ŚRODOWISKO EOLICZNE

Środowisko eoliczne to środowisko formowania osadów głównie przez wiatr. Środowisko to rozwija się na obszarach suchych oraz wzdłuż wybrzeży mórz z dużą podażą piasku.

Sposoby kształtowania osadu przez wiatr:

- obróbka ziaren – np. formowanie graniaków, matowienie powierzchni ziaren kwarcu,
- przeróbka osadu – np. formowanie bruków deflacyjnych i nisz deflacyjnych,
- gromadzenie osadu (sedymentacja osadu przenoszonego przez wiatr).

Sposoby transportu materiału osadowego przez wiatr:

- transport trakcyjny, z następującymi rodzajami:
 - transport saltacyjny (głównie ziarna 0,07–0,5 mm),
 - transport przez pełznięcie powierzchniowe (głównie ziarna 0,5–4mm),
- transport suspensyjny (głównie ziarna mniejsze od 0,07 mm).

Warunki sprzyjające intensywnej sedymentacji eolicznej:

- suchy klimat, uboga szata roślinna,
- obfitość piasku i pyłu na drodze lokalnych wiatrów,
- położenie w strefie spadku dynamiki silnych wiatrów (kotliny śródgórskie na pustyniach, zawietrzne ugięcia terenu, tj. stoki zawietrzne; nadbrzeże strefy brzegowej mórz).

Główne rodzaje osadów:

- piaski,
- pyły.

Barwa osadów:

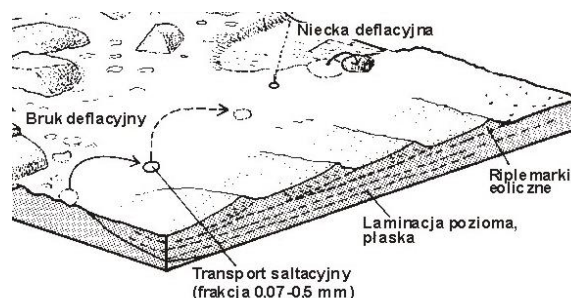
- kremowa, rdzawa, czerwona – osady współczesne,
- czerwona, wiśniowa, kremowa – osady kopalne.

Rozmieszczenie osadów:

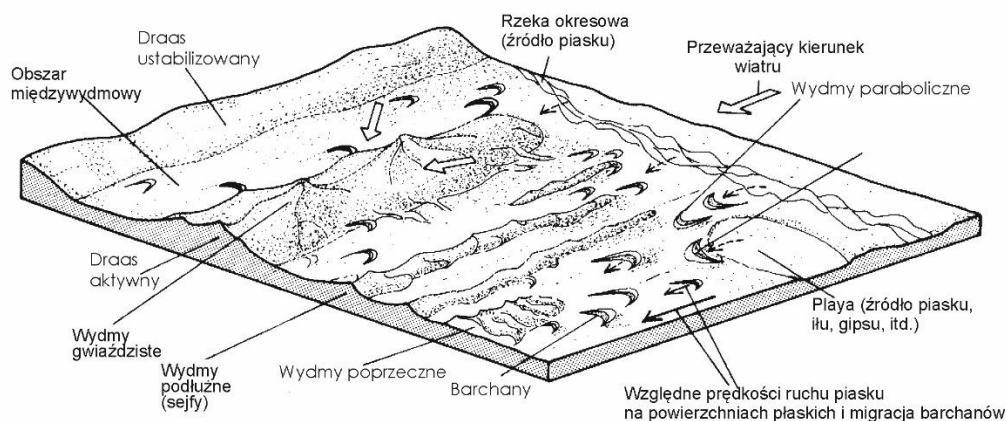
- centralne części kotlin śródgórskich (rozległe pokrywy piasków o dużej miąższości, kształtowanych przez wiatr to ergi, tj. morza piasków); osady eoliczne zazębiają się na obrzeżach z osadami playa i osadami aluwialnymi, różnie przewianymi,
- zawietrzne załamania powierzchni terenu, po zawietrznej stronie wzniesień (w tym kęp roślinnych/roślin kępiastych),
- wybrzeża mórz.

Formy akumulacji osadów eolicznych transportowanych trakcyjnie:

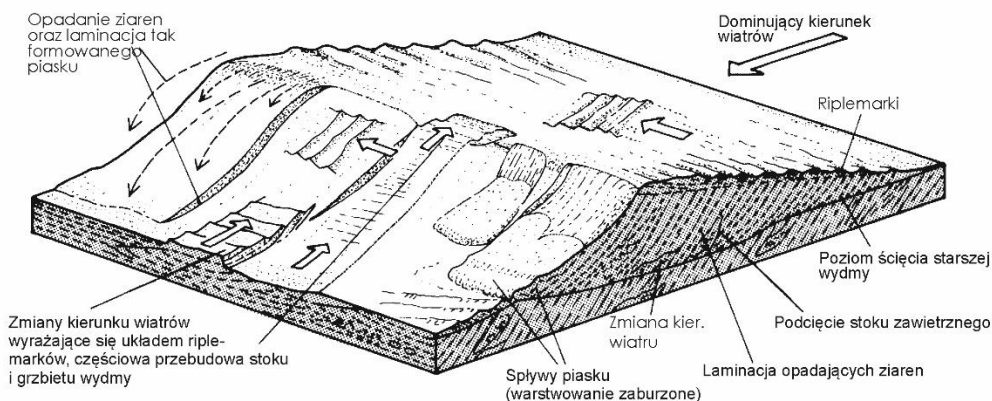
- formy proste:
 - riplemarki (piaskowe, żwirkowe, adhezyjne; Ryc. 15),
 - powierzchnie płaskie (powierzchnie deflacyjne),
- formy złożone:
 - formy swobodnego oddziaływania wiatru i podłoża:
 - wydmy (Ryc. 16 – 18),
 - pokrywy piaszczysto-żwirowe (płaty piasku pokryte riplemarkami),
 - formy wymuszone ukształtowaniem terenu (występami, załomami, kępami roślin)
 - nasypy po zawietrznej stronie wyniosłości, załomów terenu.



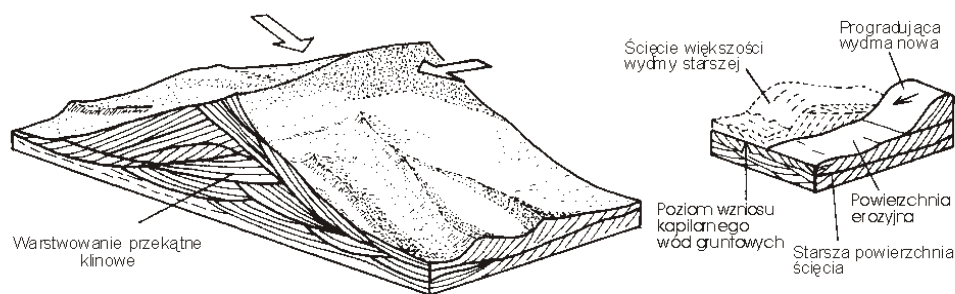
Ryc. 15. Eoliczne procesy sedymentacyjne, formowanie i cechy riplemarków piaskowych (z Einsele 1992)



Ryc. 16. Główne rodzaje wydym w odniesieniu do dominującego kierunku wiatrów. Od prawej do lewej: wzrost dostawy i akumulacji piasku oraz spadek prędkości migracji wydym (z Einsele 1992)



Ryc. 17. Formowanie i budowa dużej wydmy poprzecznej z głównie jednokierunkową laminacją przekątną, z nałożonymi riplemarkami kształtowanymi przez wiatry o różnych kierunkach (z Einsele 1992)



Ryc. 18. Przekrój poprzeczny przez hipotetyczną wydmy podłużną (sejf) oraz ilustracja wpływu położenia poziomu wzniosu kapilarnego na ścinanie wydmy starszej (z Einsele 1992)

Na wydmach osad kształtowany jest przez transport na riplemarkach i osypywanie na stoku wydmy. Stok zawietrzny w jego dolnej części ulega wypłaszczeniu i stopniowo przechodzi w powierzchnię strefy międzywydmowej. W strefach międzywydmowych zachodzi wywiewanie osadu z ich osiowej części, wkraczanie piasku riplemarkami ze stoku wydmy, okresowe przerabianie osadu przez wodę i organizmy (korzenie, bioturbacje zwierzęce).

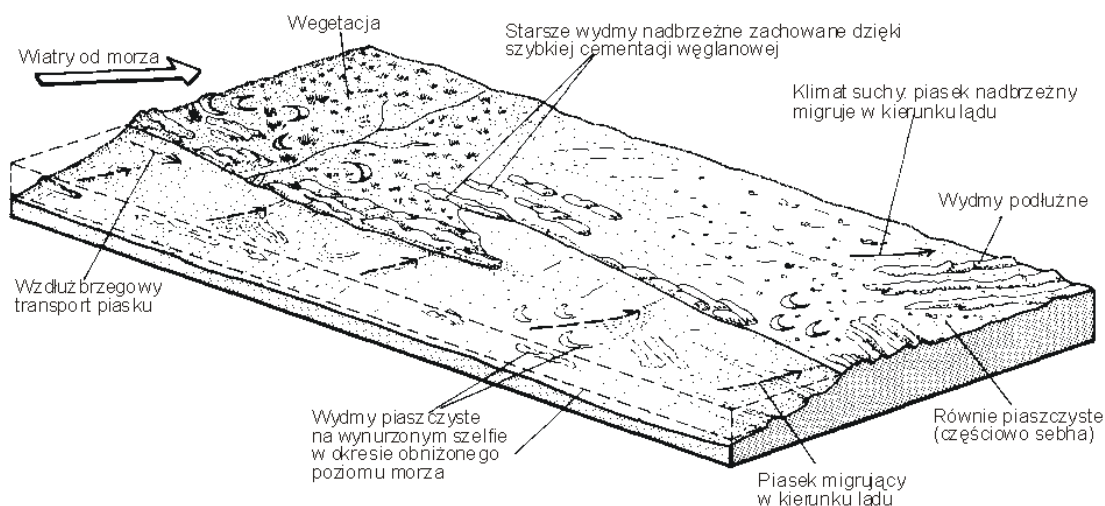
Cechy osadów eolicznych pustyniowych:

- osady piaszczyste i pylaste, nieraz z domieszką frakcji żwirkowej,
- różny stopień dojrzałości mineralnej,
- najczęściej piaski kwarcowe, rzadziej piaski arkozowe i gipsowe),
- dobre wysortowanie,
- zwykle skośność dodatnia rozkładu uziarnienia,
- wyłomy miseczkowe, płytki łupliwości na powierzchniach ziaren kwarcu,
- ziarna kwarcu często zaokrąglone, o matowej powierzchni,
- osady warstwowane przekątnie w dużej skali, głównie tabularnie (tangencjalnie) i klinowo w zestawach o miąższości od 1 do ponad 10 m, zestawy rozdzielane równoległe warstwowanymi osadami międzywydmowymi,
- unimodalny kierunek zapadu lamin w wydmach poprzecznych,
- bimodalny kierunek zapadu lamin w sejfach,
- nieraz struktury deformacyjne (drobne uskoki, żłobki ospiskowe),
- rzadkie struktury biogeniczne (głównie w osadach międzywydmowych),
- spękania błotne, zwitki mułowe, riplemarki falowe, brodawki adhezyjne – w osadach międzywydmowych.

Wydmy nadbrzeżne (Ryc. 19)

Typy wydym takie jak na pustyniach, lecz o mniejszych rozmiarach niż wydmy na ergach. Wydmy rozciągają się głównie równoległe do wybrzeży, tak na wybrzeżach w klimacie suchym jak i wilgotnym. Wiele wybrzeży cechuje się wąskim, podłużnym grzbietem piasku o miąższości do kilkudziesięciu metrów. Na obszarach suchych, piasek może rozprzestrzeniać się daleko w głąb lądu i tworzyć rozległe morza piasku. Wydmy nadbrzeżne tworzy piasek wywiewany z przyległych plaż. Duży udział ma w nich szybko cementowany bioklastyczny piasek wapienny.

Budowa wewnętrzna wydym bardziej złożona niż na pustyniach. Bywają zaburzone erozją sztormową. Na obszarach wilgotnych strefy międzywydmowe i wokół pól wydymowych pokryte są roślinnością stabilizującą wydmy. Strefy międzywydmowe są często zalewane, zaś osady wydymowe zazębiają się z lagunowymi, jeziornymi i rzecznyymi. Struktury pierwotne osadów wydymowych są często zatarte przez struktury korzeniowe i rozwój poziomów glebo-



Ryc. 19. Rodzaje wydm nadbrzeżnych rozwijających się na wybrzeżach z wiatrami wiejącymi głównie w kierunku lądu. Na obszarach suchych piasek z wybrzeża może migrować daleko w głąb lądu gdzie zasila morza piasku, podczas gdy na obszarach wilgotnych jest stabilizowany przez roślinność. W okresach obniżonego poziomu morza w budowie wydm nadbrzeżnych może mieć udział piasek z szelfu (według Einsele 1992)

wych. Wydmy wybrzeży suchych zazębiają się często z osadami sebh przybrzeżnej i mogą wkraczać na wyżejpiływowe maty glonowe i naskorupienia solne. Obecność materiału wapiennego przyspiesza cementację i lityfikację piasku wydm nadbrzeżnych.

Na wybrzeżach jezior okresowych na obszarach półsuchych występują tzw. wydmy „ilaste” (ang. *lunettes*), zbudowane peloidów mułowych i iłowych oraz z ziaren piasku wywiewanych z odsłoniętego dna jeziora. Osady masywne, nieraz z poziomami glebowymi (Einsele 1992).

Osady eolicznego transportu suspensyjnego

Eoliczny transport suspensyjny obejmuje głównie ziarna frakcji pyłowej. Globalne systemy wiatrów mogą nieść drobnoziarnisty pył ($\phi < 10 \mu\text{m}$) na odległość kilku tysięcy kilometrów (Pye 1987) i osadzać go głównie w oceanach. Frakcje grubsze ($\phi 10\text{--}50 \mu\text{m}$), tworzące less, są transportowane na mniejsze odległości.

Zawiesina eoliczna osiada przy spadku prędkości i turbulencji wiatru oraz przy wzroście wilgotności powietrza. Depozycji sprzyja osiadanie pyłu na powierzchni pokryte roślinnością, położone na stokach zawietrznych lub w wilgotnych obniżeniach terenu. Współcześnie tempo osiadania pyłu na lądzie wynosi $10\text{--}200 \text{ g/m}^2/\text{rok}$, zaś w oceanie $0,1\text{--}>10 \text{ g/m}^2/\text{rok}$ (jest ważnym składnikiem osadów tła depozycyjnego). Na lądach największe nagromadzenia osadów zawiesiny eolicznej stanowią **lessy** i ich kopalne odpowiedniki nazywane **lessytami**.

Cechy charakterystyczne lessów:

- główny składnik to kwarc frakcji $20\text{--}50 \mu\text{m}$,
- dobre i bardzo dobre wysortowanie,
- warstwowanie niewyraźne,
- częste poziomy gład kopalnych,
- częste ślady łodyg i korzeni roślin, skorupy ślimaków lądowych, rzadko szczątki innych zwierząt lądowych,
- orientacja długich osi ziaren równoległe do kierunku wiatru.

ŚRODOWISKO JEZIORNE

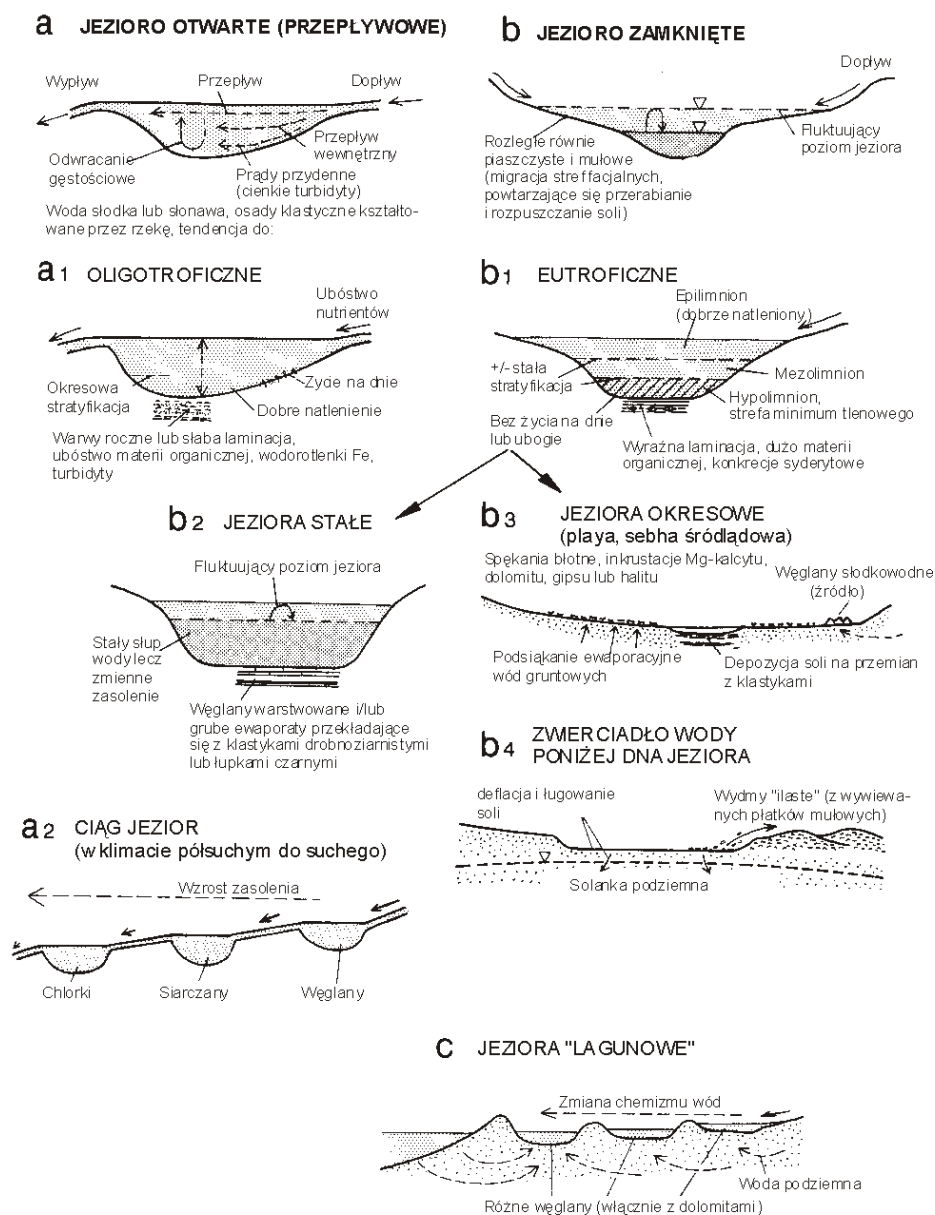
Środowisko jeziorne to środowisko o różnej genezie, silnie zróżnicowanych warunkach, procesach (Ryc. 20) i osadach, zależnie od genezy jeziora i klimatu, krótkotrwale geologicznie. Klimat to podstawowy czynnik kształtujący osady i historię jezior.

Chemizm wód jeziornych:

- zasolenie od ułamka % — >25 %;
- pH w przedziale 1,7 – 12 (najczęściej 6,0 – 9,0);
- Eh ujemne (warunki redukujące) do dodatnich (warunki utleniające).

Warunki fizyczne:

- duże zróżnicowanie temperatury wody (geograficzne, roczne, batymetryczne – *epilimnion*, *hipolimnion*);
- obecność lub brak cyrkulacji wody (w pionie i/lub w poziomie).



Ryc. 20. Główne rodzaje jezior i ich charakterystyki sedymentologiczne (z Einsele 1992)

Warunki ekologiczne:

- **oligotrofizm:** wody dobrze natlenione, ubogie w N i P, uboga biocenoza,
- **eutrofizm:** dobre natlenienie tylko w strefie przypowierzchniowej, wody zasobne w N i P, bujny rozwój planktonu, akumulacja osadów organicznych,
- **dystrofizm:** słabe natlenienie wód, ubogie w nutrienty, zasobne w związki humusowe, niskie pH, biocenoza uboga lub brak.

Sedymentologiczna klasyfikacja jezior (Ryc. 20):

- **jeziora otwarte** (przepływowe), tj. jeziora z powierzchniowym odpływem wody (Ryc. 21), brak stratyfikacji wody, zazwyczaj oligotroficzne, nieraz ciągi jezior; w ciągach na obszarach suchych wzrost zasolenia wody w kierunku jezior położonych niżej,
- **jeziora zamknięte** (bezodpływowe), tj. jeziora z brakiem odpływu powierzchniowego, często eutroficzne, z ubytkiem wody na skutek parowania i/lub odpływu podziemnego, są to jeziora stałe i okresowe (m.in. playa), w obszarach suchych są to jeziora słone, lub gorzkie,
- **systemy jezioro – laguna – otwarte morze** – z sezonalną zmiennością chemizmu wody.

Osady jeziorne to osady silikoklastyczne, biogeniczne, chemiczne i mieszane (Ryc. 21, 22).

Osady silikoklastyczne to osady żwirowe – ilaste; osady gruboziarniste występują prawie wyłącznie w strefie przybrzeżnej, szczególnie przy ujściach potoków, deponowane przez wypływy strumieni z potoków i kształtowane przez ruch falowy wody. Osady drobnoziarniste osiadają ze słupa wody, lub są redeponowane w spływach masowych; największy udział mają muły i ły o ciemnoszarej i ciemnozielonej barwie.

Osady biogeniczne to:

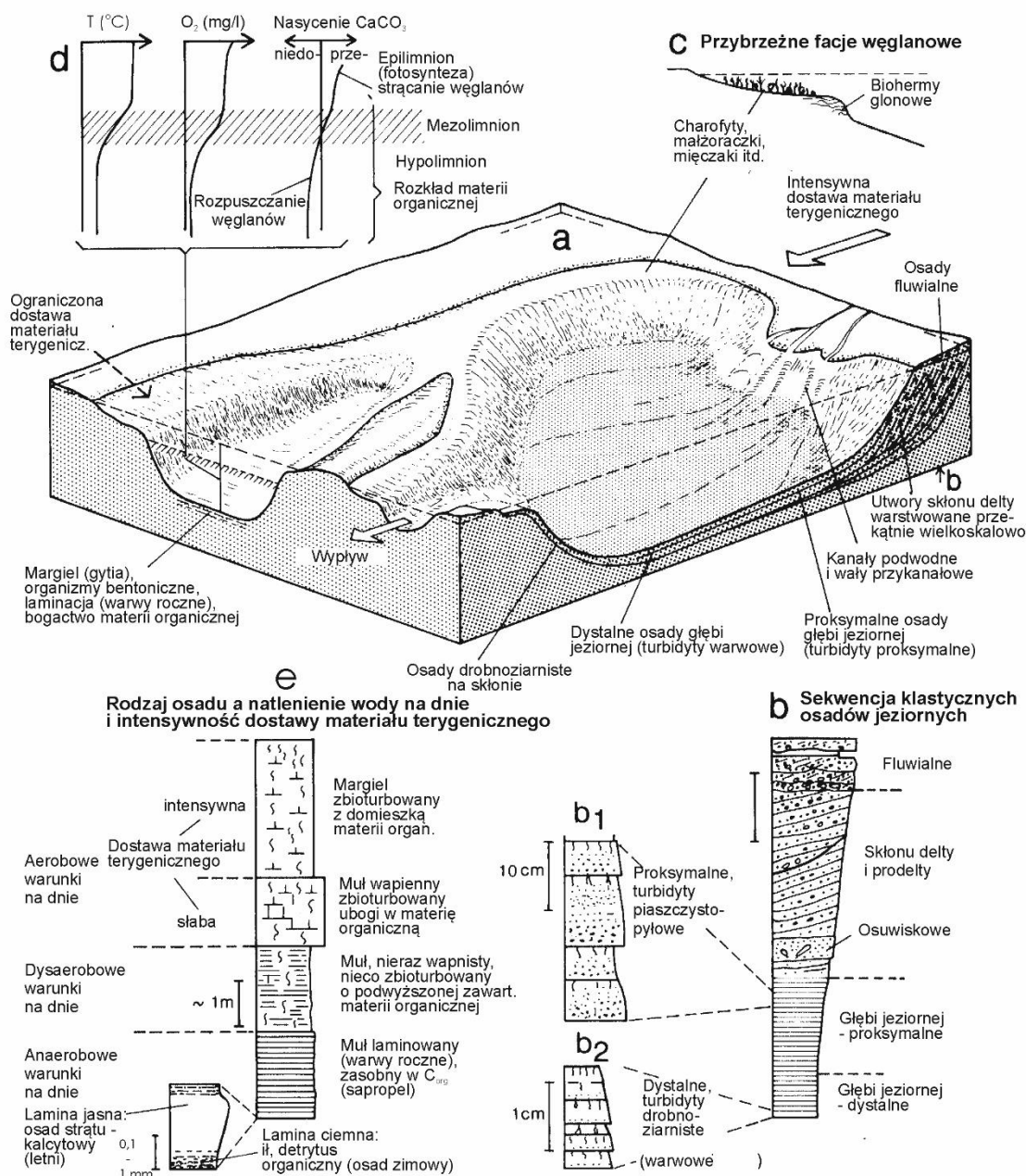
- osady węglanowe: muszlowce, stromatolity, onkolity, maty glonowe, w dużej części kreda jeziorna;
- osady organiczne:
 - **sapropel** – ciemny, galaretowaty utwór organiczny złożony z gnijących szczątków roślin, zawierający 40 – 75 % C_{org} oraz minerały ilaste
 - **gytia** – ciemny utwór zawierający 20 – 50 % materiału organicznego w postaci torfowego żelu sapropelowego ze szczątkami planktonu,
 - **dy** – ciemny, galaretowaty utwór składający się wyłącznie z koloidalnych produktów rozkładu materiału roślinnego.

Osady chemiczne to:

- osady węglanowe (strąty nieorganogeniczne) – zbudowane z kalcytu i, nieraz, z dolomitu, w części **kreda i margiel jeziorny**;
- ewaporaty – gips, anhydryt, chlorki azotany, borany (patrz sedymentacja ewaporatów);
- koncentracje i naskorupienia tlenków, wodorotlenków i węglanów Fe.

Osady mieszane to:

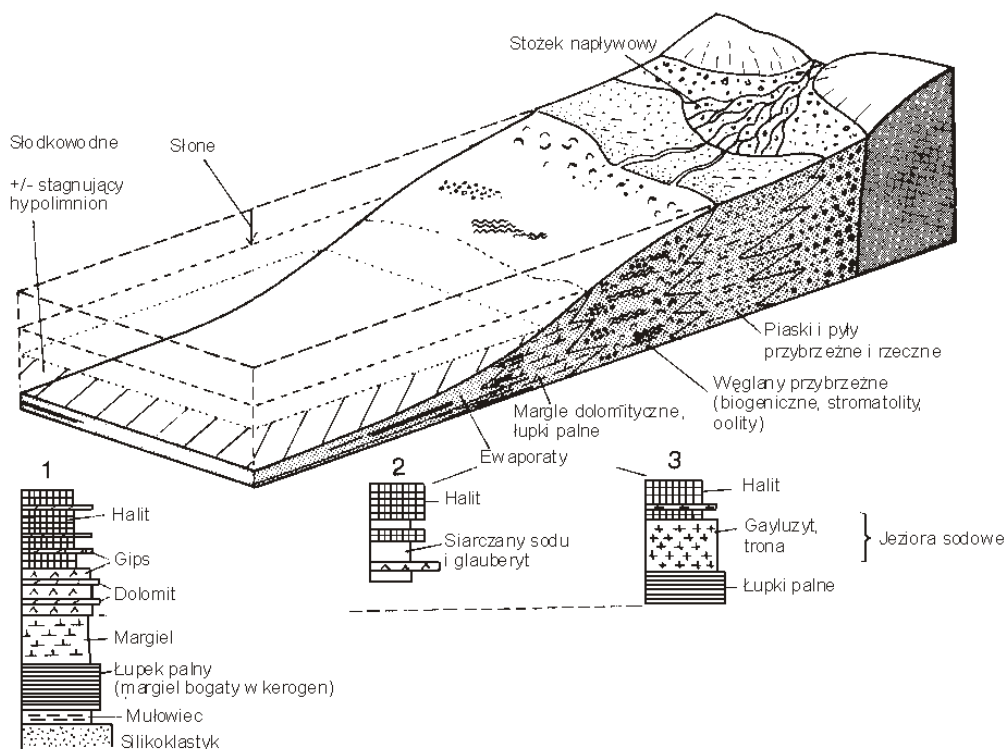
- osady silikoklastyczno-biogeniczne (m.in. margiel jeziorny),
- osady silikoklastyczno-chemiczne,
- osady silikoklastyczno-chemiczno-biogeniczne.



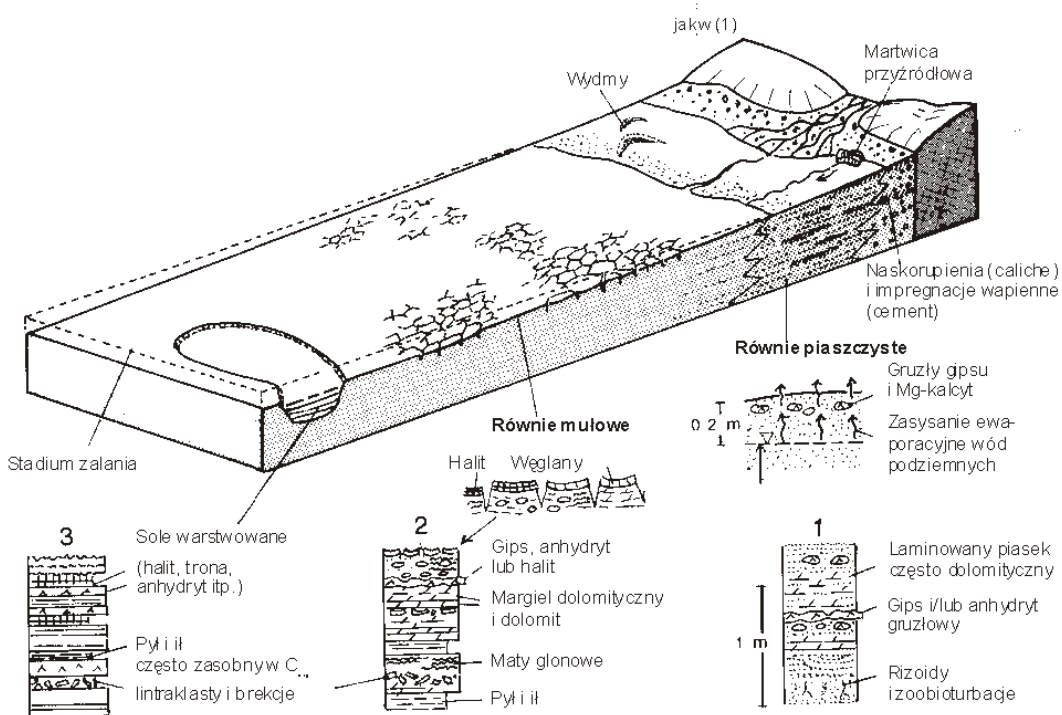
Ryc. 21. Sedymentacja w jeziorze otwartym o zróżnicowanej dostawie materiału terygenicznego i różnej twardości wody (z Einsele 1992)

Kryteria rozpoznawania osadów jezior kopalnych:

- na ogół niewielkie rozprzestrzenienie,
- często koncentryczne rozmieszczenie facji, z drobnieniem ziarna ku centrum basenu,
- zazębienie osadów z osadami rzecznyymi i osadami playa,
- zazwyczaj regresywne następstwo facji,
- stosunkowo duża ciągłość warstw,
- występowanie tanatocenozy słodkowodnych,
- zubożenie osadów w bor, lit, fluor i stront, wzbogacenie w gal,
- niewielkie zawartości ¹³C; duże zróżnicowanie stosunku ³⁴S/³²S,
- występowanie laminacji warwowej w osadach drobnoziarnistych,
- w osadach wybrzeży dużych jezior mogą występować warstwowania przekątne w dużej skali.



a



b

Ryc. 22. Zgeneralizowane modele facji osadów jeziornych. **a** – jezioro stałe, **1–3** – wyidealizowane sekwencje osadów centrum jeziora: węglanowo-siarczanowo-chlorkowego (**1**), siarczanowo-chlorkowego (**2**), sodowo-chlorkowego (**3**); **b** – jezioro okresowe (playa, sebsza śródkontynentalna), **1–3** – pionowe sekwencje osadów: równi piaszczystej (**1**), równi mulowej (**2**), rezydualnej playa (**3**). Uwaga: część soli wytrącających się na powierzchni stref 1 i 2 ulega rozpuszczeniu podczas zalewów lub później - po pogrzebaniu osadu (z Einsele 1992)

ŚRODOWISKA WYBRZEŻY MÓRZ

Wybrzeże s.l. to pas graniczny lądu i morza o niezdefiniowanym zasięgu. Miejsca takie cechuje duże zróżnicowanie fizjograficzne (np. wybrzeże dalmatyńskie, fiordowe, riasowe).

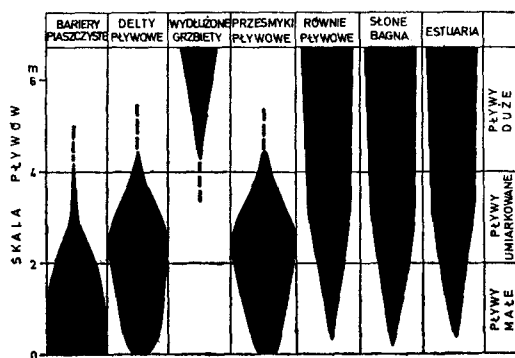
Strefa wybrzeża okresowo zalewana przez morze, obejmująca plażę oraz klif to **brzeg morza**.

Strefa brzegu morza z przylegającym pasem lądu i morza z silnym wzajemnym oddziaływaniem lądu i morza to **strefa brzegowa**.

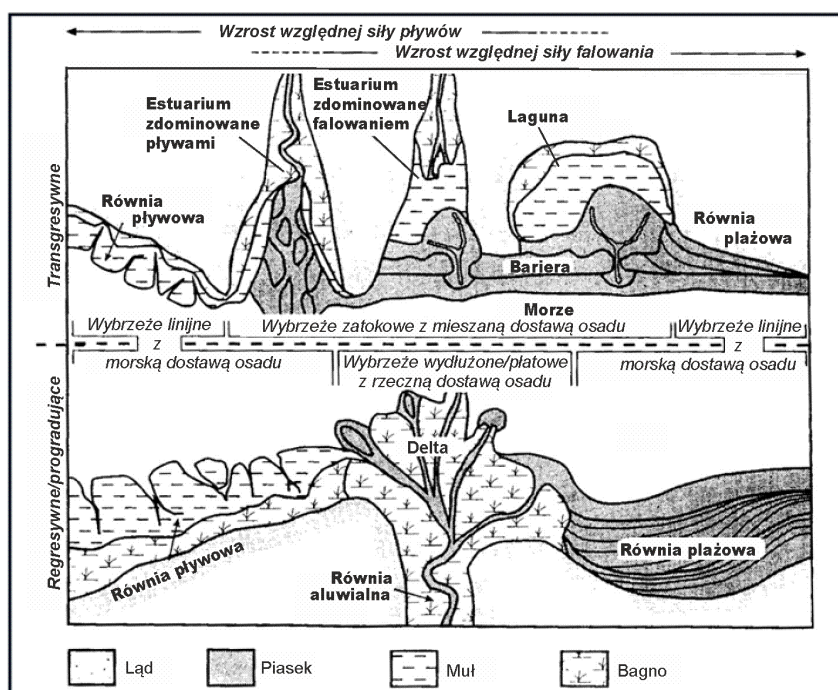
Rodzaje wybrzeży (stref brzegowych) o podstawowym znaczeniu w sedimentologii:

- wybrzeża wysokie (klifowe),
- wybrzeże niskie,
- wybrzeże pływowe,
- wybrzeże bezpływowe.

Budowa wybrzeża zależy od skali pływów i intensywności falowania (Ryc. 23), a także od intensywności dostawy osadu z lądu i reżimu poziomu morza (Ryc. 24).



Ryc. 23. Zależność środowisk sedimentacji klastycznej na wybrzeżach morskich od skali pływów (według Hayes 1976, zmienione, z Gradziński et al. 1986)



Ryc. 24. Typy wybrzeży i uwarunkowania ich genezy (z Boyd et al. 1992)

Podział wybrzeży w zależności od wielkości pływów:

- wybrzeża makropływowe (wysokość pływów >4 m),
- wybrzeża mezopływowe (wysokość pływów 2-4 m),
- wybrzeża mikropływowe (wysokość pływów <2 m).

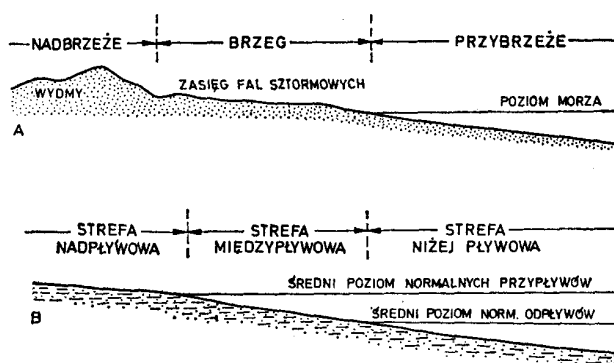
Podział wybrzeży w zależności od rodzaju osadów:

- wybrzeża silikoklastyczne,
- wybrzeża węglanowe,
- wybrzeża ewaporatowe (suche).

Podział strefy brzegowej zależnie od wpływu falowania (Ryc. 25):

- **nadbrzeże** – za zasięgiem fal sztormowych (zajęte przez wydmy, klif), strefa supralitoralna,
- **brzeg** (ang. *shore*) – strefa zalewana i odsłaniana, zależnie od nasilenia falowania i pływów (plaża, strefa międzypływowa); obejmuje plażę zewnętrzną (ang. *foreshore*) oraz plażę wewnętrzną (ang. *backshore*),
- **przybrzeże** (ang. *shoreface*) – od podstawy strefy zmywu po linię, od której zaczyna się transformacja fali, tj. po średnią głębokość burzowej podstawy falowania (przybrzeże górne i dolne).

Obszar morza poza strefą przybrzeża to **odbrzeże (otwarte morze; środowiska płyto- i głębokomorskie)**.



Ryc. 25. Podział strefy brzegowej z punktu widzenia zasięgu falowania (A) i pływów (B) (z Gradziński et al. 1986)

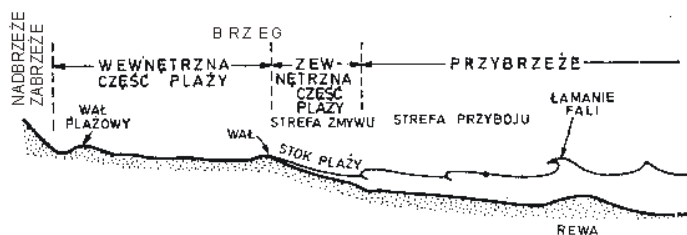
Podział strefy brzegowej w zależności od położenia względem pływów:

- **strefa wyżejplywowa** – zalewana tylko podczas wysokich przypływów,
- **strefa międzypływowa** – między granicą średniego przypływu i odpływu,
- **strefa niżejplywowa** – poniżej granicy średniego odpływu, ciągle zalana.

Ważniejsze środowiska: plaże, przybrzeżne, równi pływowych, lagun i wyspy barierowych, delt i estuariów.

ŚRODOWISKO PLAŻOWE I PRZYBRZEŻNE WYBRZEŻY BEZPŁYWOWYCH I MIKROPŁYWOWYCH

Plaża to część strefy brzegowej morza (jeziora) zalewana i odsłaniana zależnie od nasilenia falowania, na przemian erodowana i nadbudowywana, pokryta piaskiem lub żwirem nanoszonym przez morze oraz produkowanym przez niszczenie klifu (Ryc. 26). Plaża powstaje wtedy, kiedy wody zmywu wstępującego wnoszą na brzeg więcej materiału osadowego niż zabiera z brzegu zmyw powrotny. Plaża nie występuje na szybko zatapianych wybrzeżach wysokich, klifowych. Stok plaży piaszczystej (strefa zmywu, plaża zewnętrzna) ma nachylenie $\sim 3^\circ$, zaś plaży żwirowej 20° .

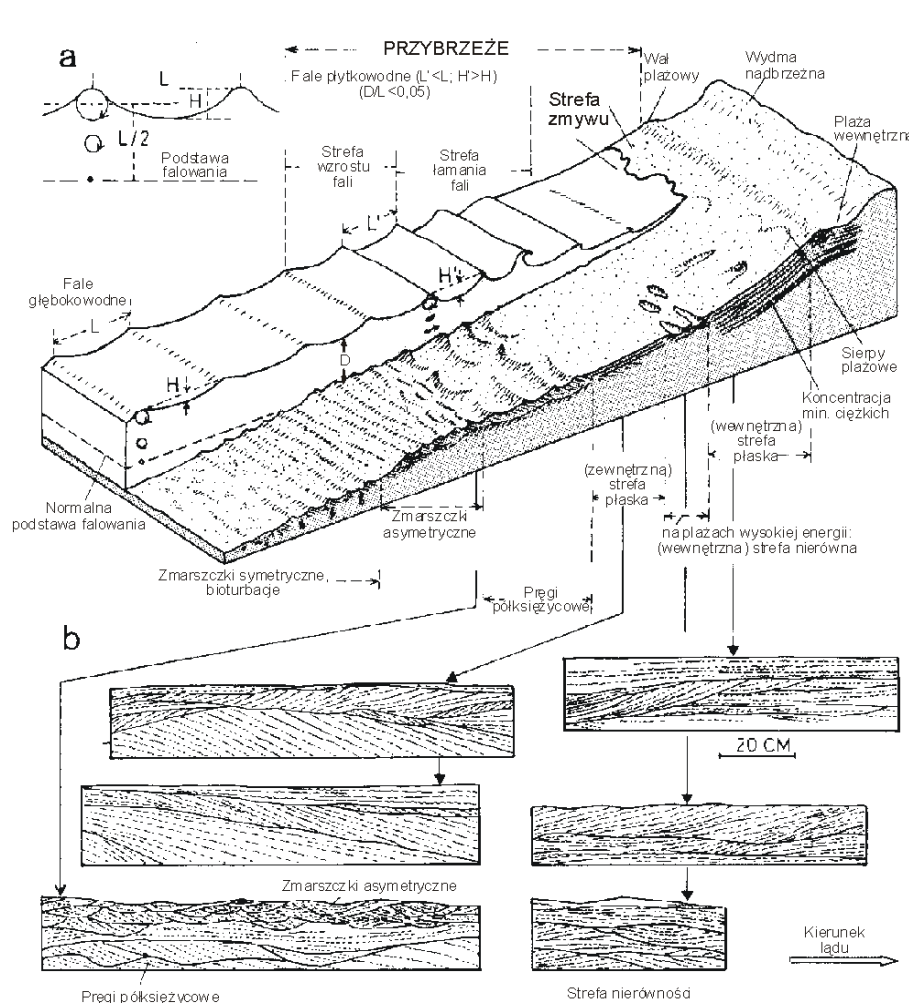


Ryc. 26. Podział plaży i przyległej części przybrzeża (z Gradziński et al. 1986)

Od strony morza plaża przechodzi w strefę przybrzeża. Osady obu stref są ze sobą powiązane poprzez kształtowanie przez falowanie wody i jej ruch generowany falowaniem.

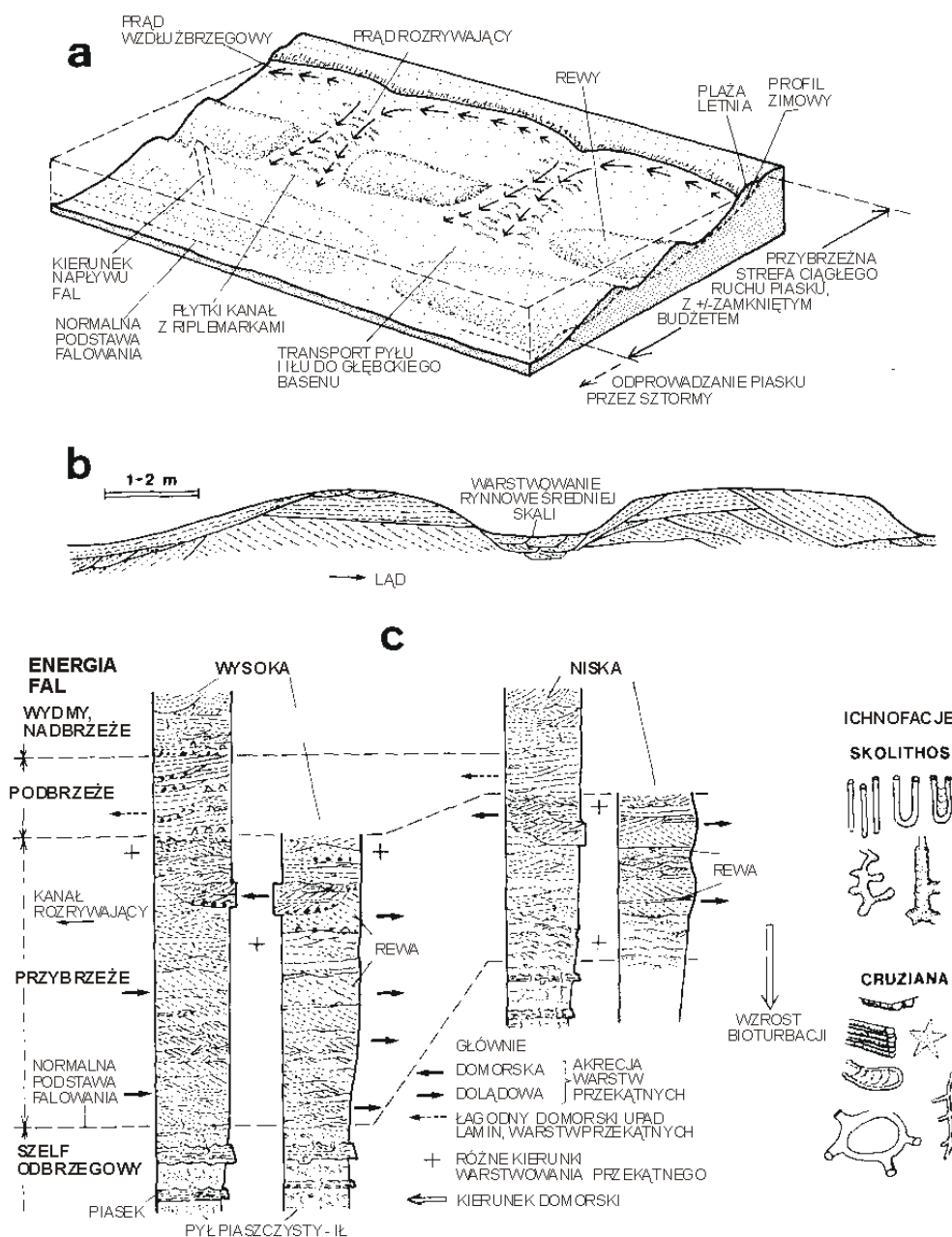
Podział stref brzegowych (plaż) w zależności od wpływu na falowanie:

- **strefy brzegowe (plaże) refleksyjne:** stromy profil plaży/przybrzeża, fale odbijane od plaży i załamywane wzdłuż brzegu; tworzą się różki plażowe, brak rew; typowe dla wybrzeży żwirowych; Ryc. 27),
- **strefy brzegowe (plaże) dysypatywne:** szeroka strefa przyboju (50-500 m), łamanie fal zachodzi daleko od brzegu. W sbd połogich, bogatych w muł – stopniowe tłumienie fal, brakuje rew, występują one w strefach stromszych, bogatych w piasek (Ryc. 28).



Ryc. 27. Cechy geometryczne, dynamika i procesy strefy brzegowej bezrewowej (a), oraz zespoły struktur osadu formowanego w efekcie wywoływanej zmianami charakterystyki fal migracji stref facjalnych (b). (z Einsele 1992, za Clifton et al. 1971)

W strefie przybrzeża zachodzi wzrastanie fali w kierunku brzegu, po jej łamanie i napór na brzeg. Proces ma różny przebieg zależnie od typu strefy brzegowej (dysypatywna, refleksyjna). Materiał osadowy jest przemieszczany i odkładany przez ruch falowy wody i generowane przezeń prądy wzdłużbrzegowe i powrotne (rozrywające). Wszystkie te procesy zapisują się stosownie w cechach teksturowych i strukturach sedymentacyjnych osadu (Ryc. 27, 28).



Ryc. 28. Letni i zimowy profil plaży i przybrzeża z rewami oraz działające tam procesy (a), struktury sedymentacyjne rew – zwróć uwagę na dominujący kierunek nachylenia lamin przekątnych (b), pełne, syntetyczne profile pionowe osadów regresywnej strefy brzegowej, zwróć uwagę na orientację warstwowania przekątnego (c) (z Einsele 1992)

Wewnętrzna część plaży, zalewana jedynie podczas sztormów, w okresach pomiędzy sztormami, jest modelowana przez procesy eoliczne, z dominacją wywiewania piasku w kierunku lądu. Większe ilości piasków plażowych mogą być grzebane jedynie na wybrzeżach podlegających subsydencji, intensywnie zasilanych osadem. Na wybrzeżach regresywnych zachodzi rozrost plaży w kierunku morza - rozwija się **równia plażowa**.

Osady plażowe

Są to piaski i żwiry warstwowane poziomo i przekątnie klinowo, niskokątowo, dobrze wysortowane, przeważnie o ujemnej skośności, zawierające przeważnie otoczaki dyskowate. W piaskach dominuje kwarc, częste są laminy wzbogacone w minerały ciężkie, soczewki muszli, bruki muszlowe; muszle z reguły noszą ślady abrazji.

Osady przybrzeża bez rew (Ryc. 27)

Są to osady piaszczyste warstwowane przekątnie w dużej i małej skali, klinowo i rynnowo. Udział warstwowania małej skali (laminacji riplemarkowej) rośnie z odległością od brzegu. W strefie dystalnej dominują zmarszczki symetryczne.

Osady przybrzeża z rewami (Ryc. 28)

Są to osady piaszczyste warstwowane przekątnie wysoko i nisko kątowo, klinowo i rynnowo, w dużej i małej skali. Cechy osadów są tutaj efektem złożonego następstwa form dna, zależnego od ilości rew i rozmieszczenia prądów powrotnych.

Większe ilości piasków plażowych mogą być grzebane jedynie na wybrzeżach podlegających subsydencji, silnie zasilanych osadem. Na wybrzeżach przesuwających się w kierunku lądu (podczas transgresji) typowym osadem znaczącym wkroczenie brzegu morza są brekcje klifowe, zalegające na erozyjnej powierzchni platformy abrazyjnej (ang. *ravinement surface*).

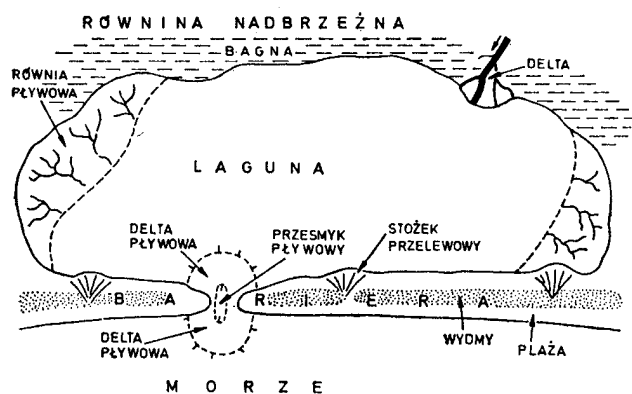
ŚRODOWISKO BARIER PIASZCZYSTYCH I LAGUN

Bariery (mierzeje, lido) to wąskie, długie wyspy i półwyspy równoległe do ogólnego kierunku wybrzeża, oddzielające od otwartego morza laguny (zalewy). Bariery występują na wybrzeżach mikro- i mezopływowch o dużej dostawie piasku i niewielkim nachyleniu (np. SE wybrzeża USA, NW Niemiec, Polski). Na wybrzeżach pływowch bariery są pocięte przez przesmyki, którymi przemieszcza się woda pływów. Od strony otwartego morza bariery cechują się wyrównaną linią brzegową, z rozległą plażą. Wzdłuż osi bariery ciągnie się pas wyd. Od strony laguny występują stożki przelewowe, plaże lub bagna (Ryc. 29, 30).

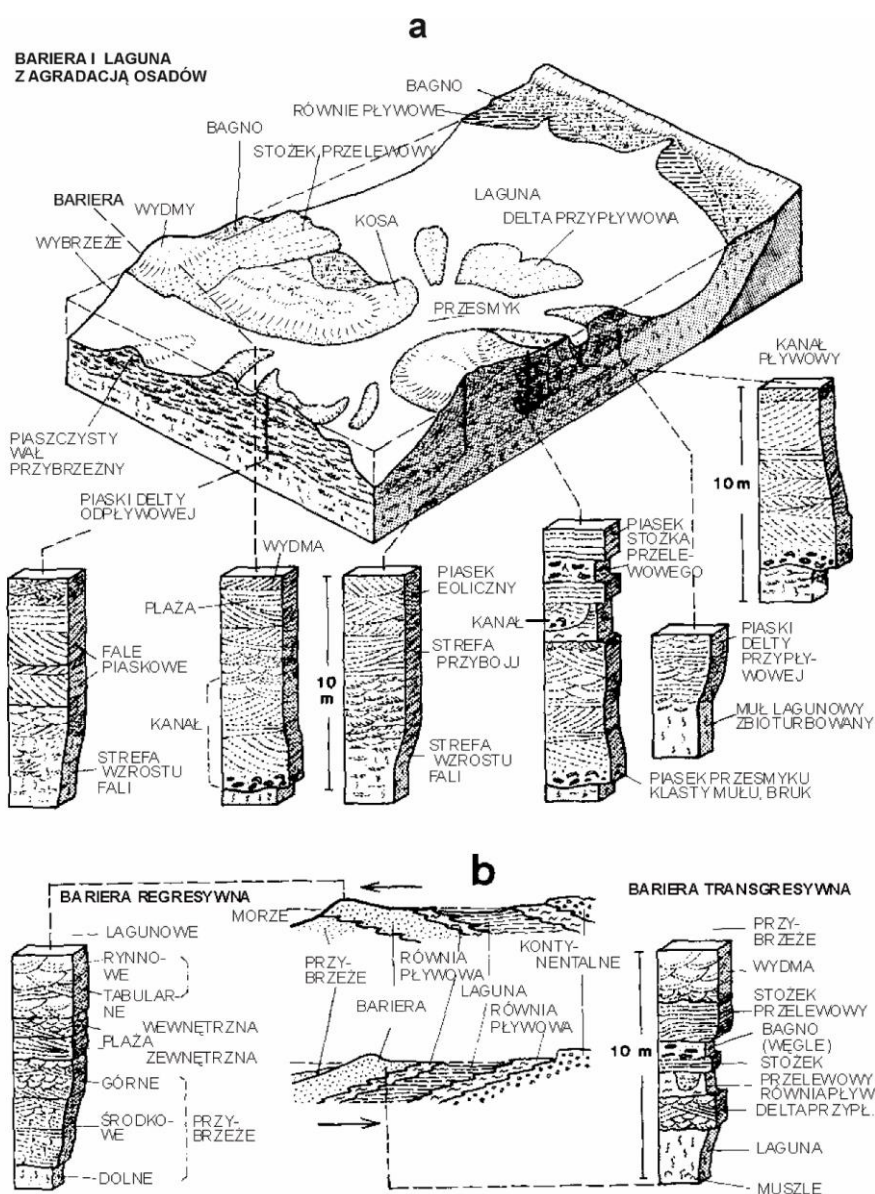
Bariery rozwijają się z wałów plażowych, rew zasilanych od strony szelfu oraz kos progradujących równoległe do ogólnej linii wybrzeża. Osady barier tworzą wydłużone ciała zdominowane piaskiem silikoklastycznym, nieraz z dużym udziałem biogenicznego materiału wapiennego. Piaski barier wykazują cechy podobne do piasków plażowych. W kierunku otwartego morza przechodzą w piaski przybrzeża, o rosnącym udziale bioturbacji ze wzrostem głębokości sedimentacji. Ku górze piaski plażowe mogą przechodzić w osady wyd. W kierunku laguny piaski plażowe przechodzą w piaski stożków przelewowych, warstwowane poziomo lub przekątnie klinowo, w dużej skali. Od strony laguny piaski zazębiają się z mułami (Ryc. 29, 30).

Laguny (zalewy) są to płytkie, wąskie baseny położone pomiędzy barierą piaszczystą, rafą i lądem. Wody lagun cechują się różnym stopniem zasolenia i natlenienia. Rodzaj akumulowanych w nich osadów jest silnie zależny od klimatu (osady silikoklastyczne i/lub węglanowe, głównie drobnoziarniste: muły silikoklastyczne lub wapienne, muły wapienne peloidowe, margle, zazwyczaj o ciemnych barwach, bogate w szczątki roślin, nieraz silnie zbioturbowane, ewaporaty).

Osady lagun wykazują zróżnicowanie zależnie od stopnia połączenia z otwartym morzem, a tym samym od zasolenia wody i jej natlenienia przy dnie, oraz od klimatu. Osady lagun o zasoleniu normalnym zawierają liczną, zróżnicowaną faunę, są przy tym silnie zbioturbowane. W lagunach o słabej komunikacji z otwartym morzem lub zamkniętych osadzają się muły z ubogą fauną wód hipersłonych lub brakicznych, albo bogate w materię organiczną.



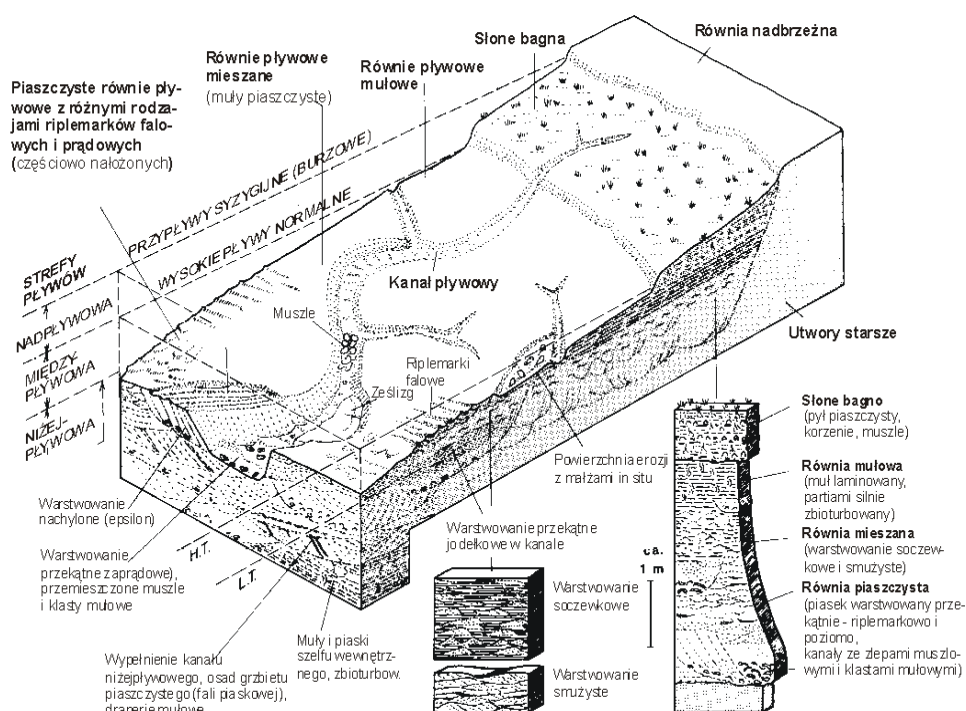
Ryc. 29. Bariera piaszczysta i laguna na wybrzeżu o niewielkiej skali pływów (z Gradziński et al. 1986)



Ryc. 30. Model sedymentacji i osady systemu depozycyjnego bariera-laguna dla obszarów mikro- i mezopływowych (z Einsele 1992)

ŚRODOWISKO RÓWNI PŁYWOWYCH

Równie pływowe (Ryc. 31–33) są to obszary zalewane i odsłaniane przez pływy morza, z osadami kształtowanymi przez te pływy i klimat. Występują na wybrzeżach mezo- i makropływowych. Materiał osadowy jest zazwyczaj dostarczany ze stref głębszych, w zawiesinie i trakcyjnie. Przyływy rozpoczynają się siecią koryt, gdzie mogą osiągać największe prędkości (rzędu 1m/s). Prędkość prądów pływowych znacznie spada przy rozlewaniu się wody poza koryta i zanika na ok. 1 godzinę przed maksimum przyływu. Spadek prędkości i maksimum przyływu to czas osadzania materiału. W korytach osadzany jest materiał piaszczysty (osady łach przybrzeżnych) i żwirowy (intraklasty mułowe, muszlowce – bruki korytowe), deponowany z trakcji oraz z obrywów i osunięć brzegów koryta.



Ryc. 31. Główne cechy charakterystyczne struktury sedimentacyjnej osadów mezopływowych równi z sedimentacją silikoklastyczną. Z: Einsele (1992)

Osady równi pływowych

Są to osady zróżnicowane zależnie od strefy klimatycznej, rozkładu i dynamiki pływów oraz dostawy materiału, silikoklastyczne, węglanowe, ewaporaty oraz mieszane – silikoklastyczno-węglanowe lub węglanowo-ewaporatowe (Ryc. 31–33).

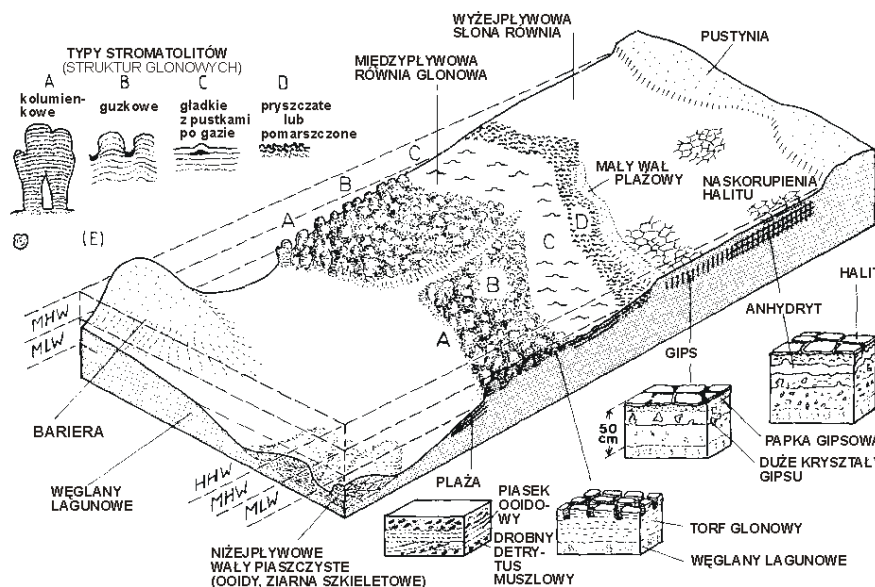
Dynamika pływów zapisuje się zróżnicowaniem równi pływowych pod względem akumulowanych na nich osadów. Pod tym względem równie pływowe są dzielone na:

- równie mułowe,
- równie piaszczysto-mułowe,
- równie piaszczyste.

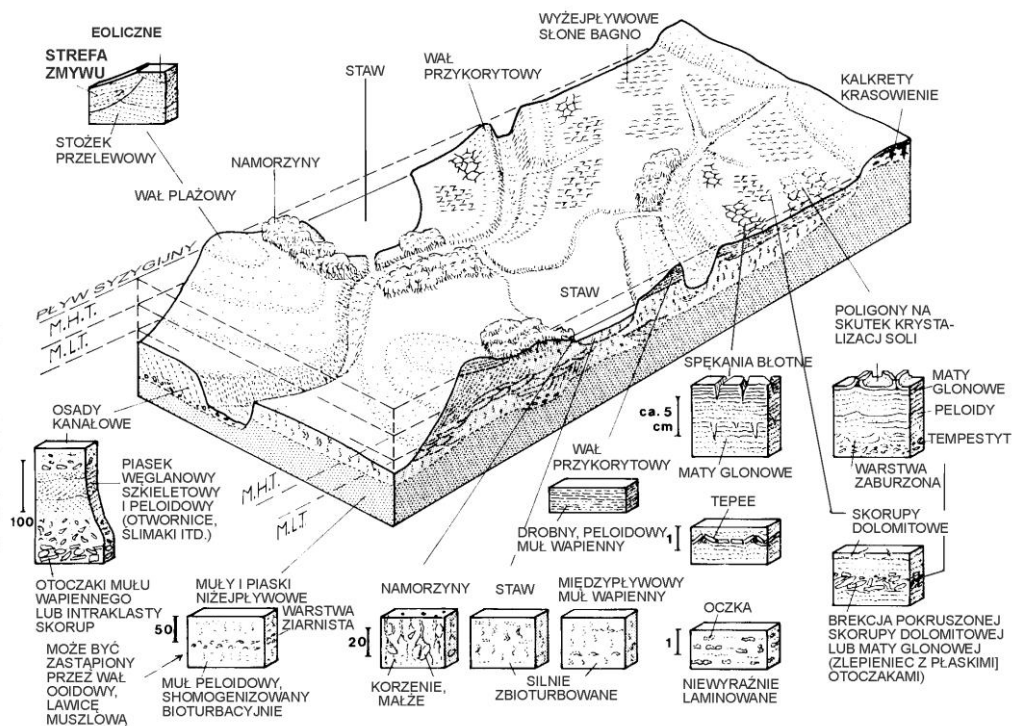
Główne cechy charakterystyczne kopalnych osadów pływowych (według Einsele 1992):

- przekładanie się osadów niżepływowych, międzypływowych i wyżej pływowych,
- występowanie sukcesji osadów migrujących koryt różnej skali (z warstwowaniem typu epsilon), zawierających klasty mułowe i muszlowce,

- współwystępowanie struktur kształtowanych przez prądy i falowanie, w części wskazujących przeciwne kierunki transportu, z powłokami mułowymi oraz rytmicznym wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym, rejestrującym cykle pływowe dobowe i półdobowe oraz syzygijne i kwadraturowe (osady pływowych fal piaskowych),
- występowanie struktur wskazujących okresowe wynurzanie miejsca depozycji (spękania błotne, pomarszczonych mat mikrobialnych, itp.),



Ryc. 32. Równie pływowe niskiej energii, glonowe i ewaporatowe z obszarów klimatu suchego. Zwróć uwagę na zróżnicowanie struktur sedymentacyjnych zależnie od położenia strefy względem średniego poziomu morza (z Einsele 1992)

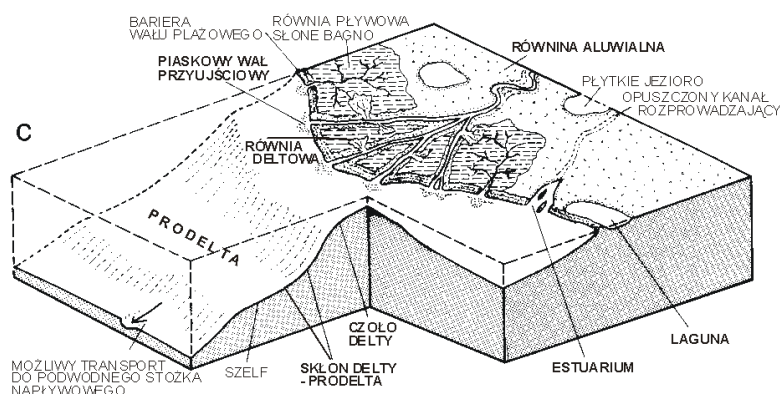


Ryc. 33. Cechy charakterystyczne równi pływowych związanych z szelfem węglanowym, platformą węglanową (obszary klimatu ciepłego, wilgotnego) (z Einsele 1992)

- występowanie specyficznej fauny i struktur bioturbacyjnych,
- zazębianie się z piaskami barier przybrzeżnych, lagun i estuariów,
- przechodzenie w osady płytkomorskie albo w osady z poziomami glebowymi, ze strukturami po korzeniach roślin, strukturami krasowienia itp.

ŚRODOWISKO DELTOWE

Delta to forma ukształtowania terenu budowana głównie z osadu przynieszonego przez rzekę, akumulowanego przy jej ujściu do jeziora lub morza, znajdująca się w części pod wodą zbiornika (Ryc. 34). Deltę wykazują duże zróżnicowanie ukształtowania powierzchni oraz budujących je osadów zależnie od rodzaju głównych czynników twórczych (Ryc. 34–36). Od strony lądu delta zaczyna się w miejscu, od którego zaczyna się rozgałęzianie koryta rzeki.



Ryc. 34. Schemat ukształtowania delty klasycznej (płatowej) i jej otoczenia

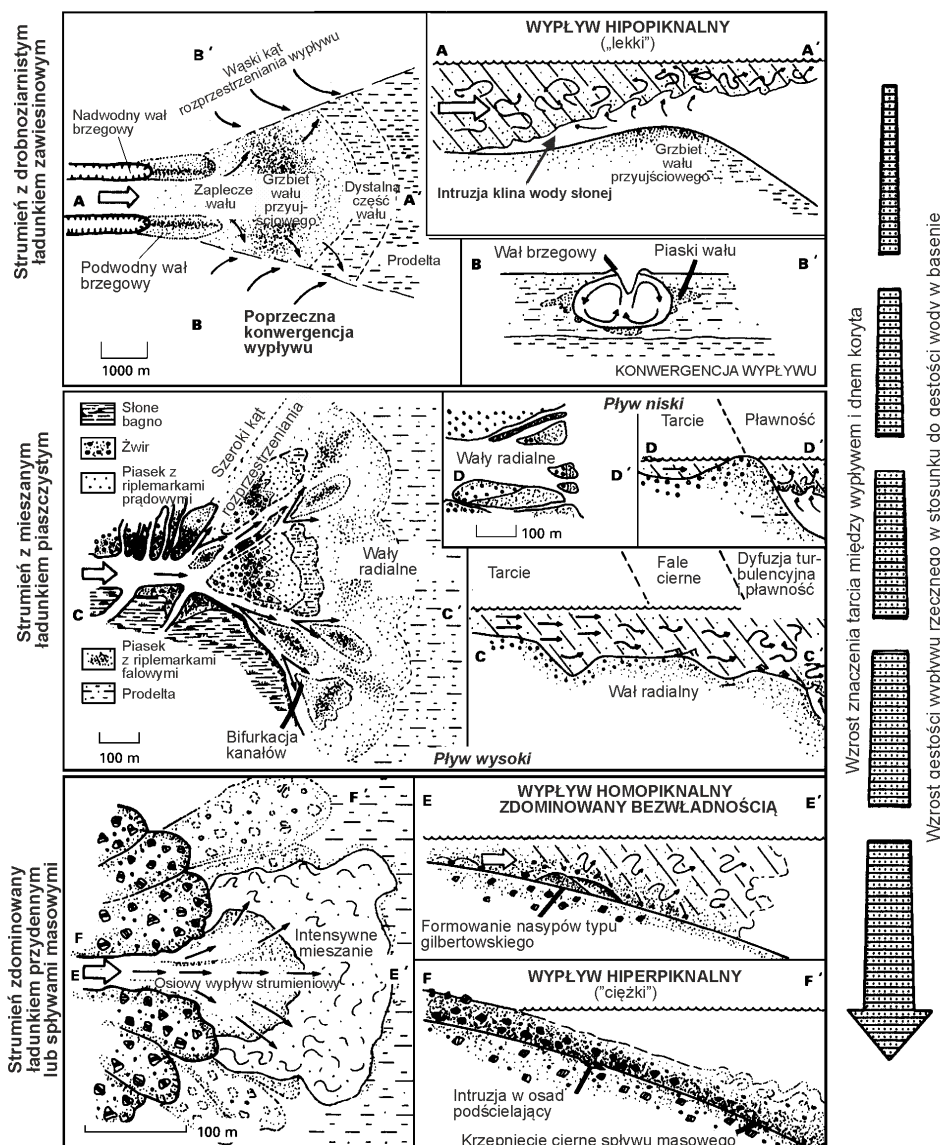
Czynniki kontrolujące ukształtowanie i rozwój delt:

- rzeka: wielkość, sposób uchodzenia, prędkość przepływu, rodzaj niesionego materiału; zależnie od relacji gęstości wody dostarczanej przez rzekę do gęstości wody w basenie różny jest sposób wypływu wód rzecznych i sposób roznoszenia osadu (**wypływ hipopiknalny, homopiknalny, hiperpiknalny**; Ryc. 35),
- morze: intensywność falowania, wielkość pływów, rozmiary prądów przybrzeżnych, charakter i bogactwo biocenozy,
- klimat: wilgotny – osady terygeniczne do organicznych, suchy – osady terygeniczne do ewaporatów,
- aktywność tektoniczna obszaru: rzeźba zaplecza delty kształtuje intensywność dostawy i rodzaj dostarczanego materiału,
- eustatyka.

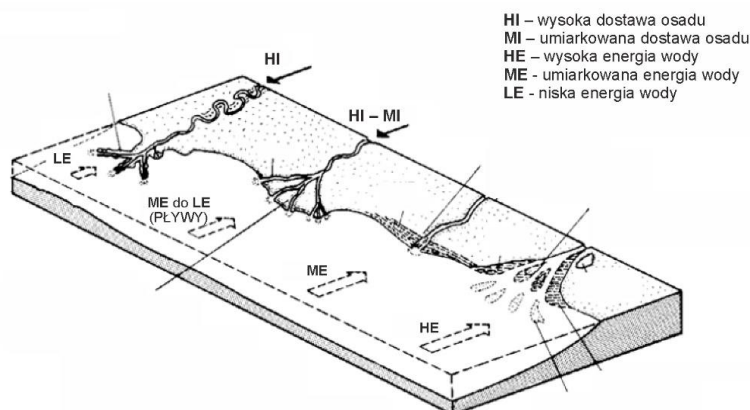
Główne elementy rzeźby i budowa delt

Powierzchnia delt jest dzielona na (Ryc. 34): część górną, o niskim nachyleniu, nazywaną **platformą deltową** albo **równią deltową**, część środkową, o wyraźnie większym nachyleniu, nazywaną **skłonem delty**, albo **czołem delty** oraz część dolną, o niskim nachyleniu, przechodzącą stopniowo w otaczający szelf, nazywaną **prodelką**. Równia deltowa przechodzi w górę rzeki w równinę aluwialną. Jej część dolna znajduje się pod wodą. Geometria równi deltowej i skłonu delty cechuje się dużym zróżnicowaniem, zależnym od rodzaju głównych czynników kształtujących deltę. Górna część równi deltowej jest zazwyczaj pocięta wieloma kanałami (korytami) rzeczными, zwanymi **kanałami rozprzewadzającymi**. Wzdłuż ich brzegów rozciągają się **wały przykorytowe** (Ryc. 37). Strefy międzykanałowe zajęte są przez bagna, jeziora, zatoki albo równie pływowe, miejscami przez glify krewasowe. Na obrzeżeniu równi deltowej mogą występować wały piaszczyste, częściowo wyspy barierowe ukształtowane od

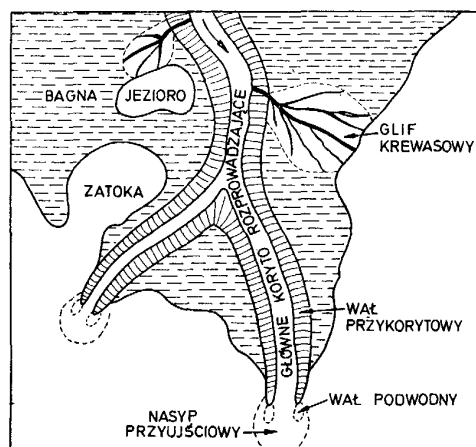
strony morza tak jak wybrzeża poza deltą. Na przedpolu ujścia kanału rozwijają się **nasypy (wały) przyujściowe** (ang. *channel mouth bars*), ułożone poprzecznie lub radialnie względem koryta, zależnie od rodzaju wypływu i skali pływów w basenie (Ryc. 37).



Ryc. 35. Procesy sedymentacyjne i ich produkty przy ujściu rzeki do zbiornika wody stojącej kształtowane przez relacje gęstości wody rzecznej i wody w zbiorniku oraz wielkość ziarna materiału wnoszonego do basenu przez rzekę (z Reading 1996)



Ryc. 36. Typy delt zależnie od głównego czynnika kształtującego (z Einsele 1992)

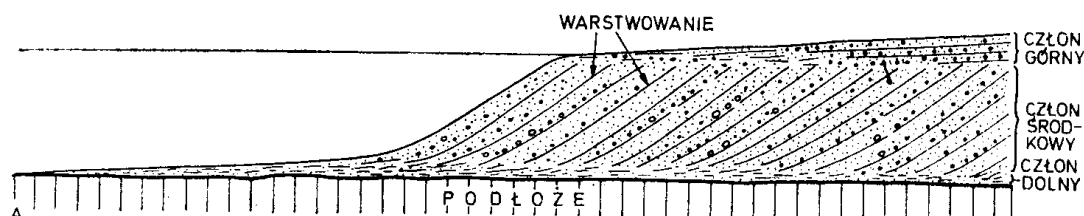


Ryc. 37. Ukształtowanie równi deltowej palczastej i płatowej (z Gradziński et al. 1986)

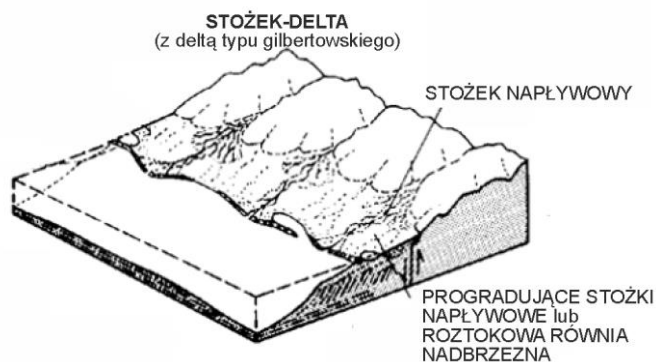
Czoło delty to strefa, gdzie strumień wody wynoszonej z koryta rzecznego wkracza do zbiornika i zaczyna być kształtowany przez procesy panujące w tym zbiorniku. Strumień wody wynoszonej z koryta rozprzestrzenia się tak w poziomie jak i w pionie przez co traci nośność i deponuje przynoszony osad.

Typy delt

Podstawowe zróżnicowanie delt wynika z charakteru głównego czynnika kształtującego, tj. rzeka, falowanie wody w basenie czy też występujące w basenie pływy (Galloway, 1975; Ryc. 36). Wyraźne różnice zaznaczają się w ukształtowaniu delt zależnie od miejsca ich formowania. Pod tym względem delty dzielone są na **delty płytkowodne** (ang. *shoal water delta*), zwane również deltami wewnętrznego szelfu (ang. *inner shelf delta*), **delty krawędzi szelfu** (ang. *shelf edge delta*). Jako osobny typ bywają wyróżniane delty formowane w estuariach. Nazywa się je **deltami zwieńczenia zatok** (ang. *bayhead delta*, patrz rozdział „Środowisko estuariów”). Delty o stromym skłonie, nachylonym pod kątem 10-25°, nazywane są **deltami typu gilbertowskiego** (Ryc. 38). Nazwa pochodzi od nazwiska badacza, który przedstawił pierwszy opis delty, a była to delta o takiej właśnie budowie (Gilbert, 1885). Przez długi czas uważano, że taką budowę mają wszystkie delty. Dzisiaj wiemy, że delty typu gilbertowskiego są budowane głównie z materiału zwirowego lub piaszczystego w jeziorach oraz w obrzeżeniu stożków napływowych uchodzących do morza, zdominowanych wypływami homopiknalnymi. Ukształtowanie i rozwój podobny do delt typu gilbertowskiego wykazują podwodne części stożków napływowych uchodzących do zbiornika wodnego. Takie formy terenu nazywane są systemem **stożek-delta** (ang. *fan delta*; Ryc. 39). Jedną z ich cech charakterystycznych jest bardzo wąska równia deltowa (Bhattacharya 2006).



Ryc. 38. Przekrój delty typu gilbertowskiego (z Gradziński et al. 1986)



Ryc. 39. Delty typu gilbertowskiego rozwinięte jako podwodna kontynuacja stożków napływowych, w systemie stożek-delta (z Einsele 1992)

Deltami nazywane są również nasypy formowane przez przyprływy u wylotu przesmyków pływowych przez barierę do laguny (**delty przyprływu**) jak i przez odpływy - u wylotu przesmyków pływowych w kierunku do otwartego morza (**delty odpływu**).

Procesy sedymentacyjne i osady delt (Fig. 40 – 57)

Procesy sedymentacyjne operujące na delcie, a zarazem ukształtowanie odkładanych tam osadów zależą od geograficznej lokalizacji delty oraz reżimu poziomu morza. Finalna architektura facjalna kompleksu deltowego kontrolowana jest nie tylko przez fazę progradacji delty (fazę konstruktywną) lecz również przez okresy destrukcji i redystrybucji starszych osadów delty (faza destruktywna). Najbardziej czułe na przebudowę są delty palczaste.

Delty zdominowane przez rzeki (delty palczaste) oraz delty zdominowane łącznie przez rzeki i falowanie (delty płatowe) cechują się kształtowaniem równi przez materiał dostarczany przez rzekę oraz produkowany na niej materiał organiczny, zaś skłon i prodelta przez materiał dostarczany przez rzekę i roznoszony zależnie od rodzaju wypływu (hipo-, homo-, hiperpiknalny) oraz falowanie (Ryc. 40). Kanały na równi cechują się obrzeżeniem wałami, formowanymi podczas wezbrań i rozciągającymi się do podwodnej części równi. U wylotu krewas przecinających wały tworzą się glify krewasowe.

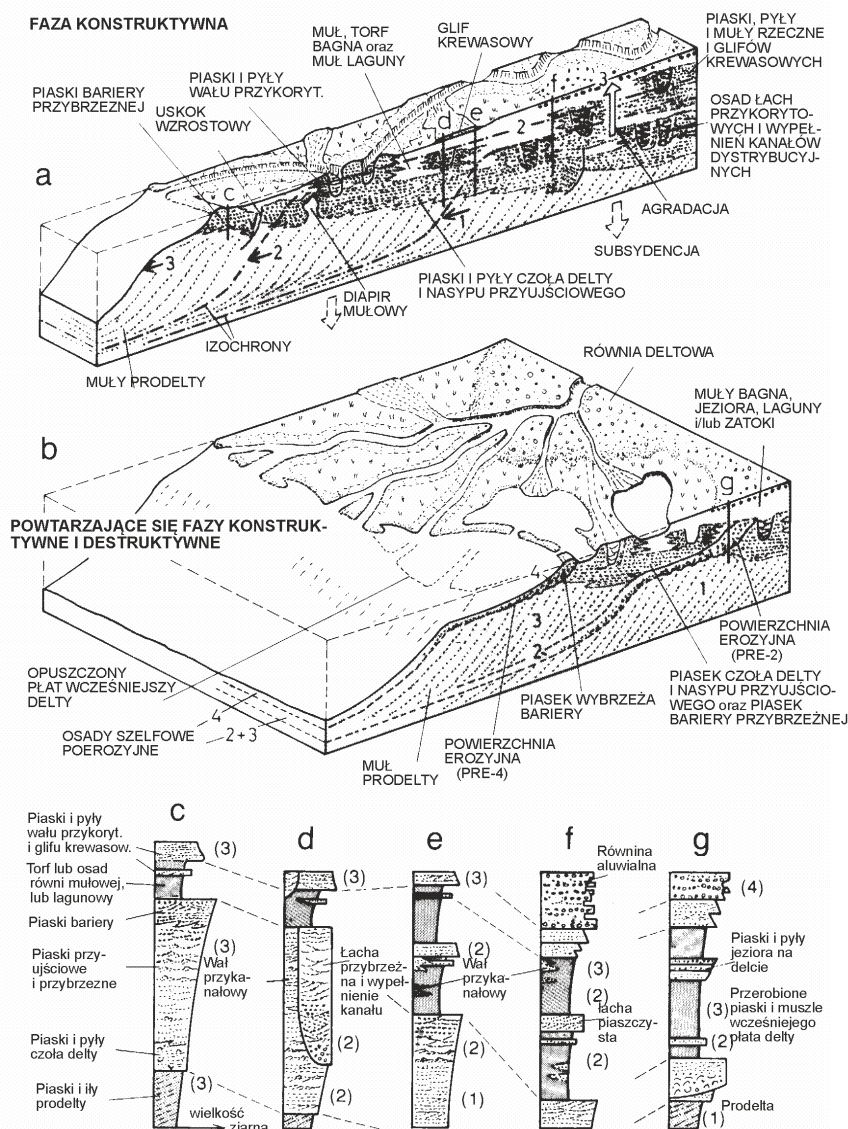
Wały przykanałowe zbudowane są z piasku drobnoziarnistego i pyłu. Międzykanałową część równi, poza pasem wydm w deltach płatowych, występują bagna, słodkowodne jeziora lub równie pływowe. Akumulowane są tam głównie osady silikoklastyczne silnie zależne od klimatu (z torfami lub dużym udziałem szczątków roślinnych). W jeziorach rozwijają się podrzędne delty zdominowane piaskami nasypów przyujściowych.

Przy ujściach kanałów formowane są nasypy przyujściowe zbudowane najczęściej z piasku drobnoziarnistego z rynnowym warstwowaniem przekątnym małej i dużej skali. W deltach płatowych osady nasypów przyujściowych i podwodnych wałów przykanałowych zazębiają się z osadami przybrzeża wałów plażowych, tworząc sukcesje o miąższości 5 do 30 m (Einsele 1992). Prograduujące kanały delt palczastych formują palczasto wydłużone wały piaszczyste. Typową cechą szybko prograduującego czoła delty są uskoki wzrostowe, żleby na skłonie oraz diapiry mułowe (Ryc. 41).

Prodelta to strefa zdominowana sedymentacją materiału pylastego i ilastego. Minerale ilaste osadzają się w efekcie ich flokulacji w kontakcie z wodą o rosnącym zasoleniu i tworzenia agregatów tracących pławność ze względu na ciężar (Fig. 40). Zaznacza się tendencja do sedymentacji minerałów ilastych o większych kryształach (kaolinit) bliżej ujścia rzeki.

Osady fazy konstruktywnej delty płatowej składają się od dołu do góry z (Ryc. 42a):

- mułów prodelty programujących w kierunku morza,
- piasków ujścia rzeki i bariery przybrzeżnej (piasków czoła delty), progradujących w kierunku morza,
- w przewodzie piaszczystych osadów łach meandrowych i wypełnień kanałów dystrybucyjnych oraz piasków i pyłów z możliwymi poziomami glebowymi, a także wałów przykanałowych,
- osadów międzykanałowych równi deltowej (mułów zatoki, laguny, równi pływowej, bagien, jezior), lokalnie przykrytych lub zasłaniających się z piaskami glifów krewasowych,
- osadów rzecznych progradującej równiny aluwialnej.

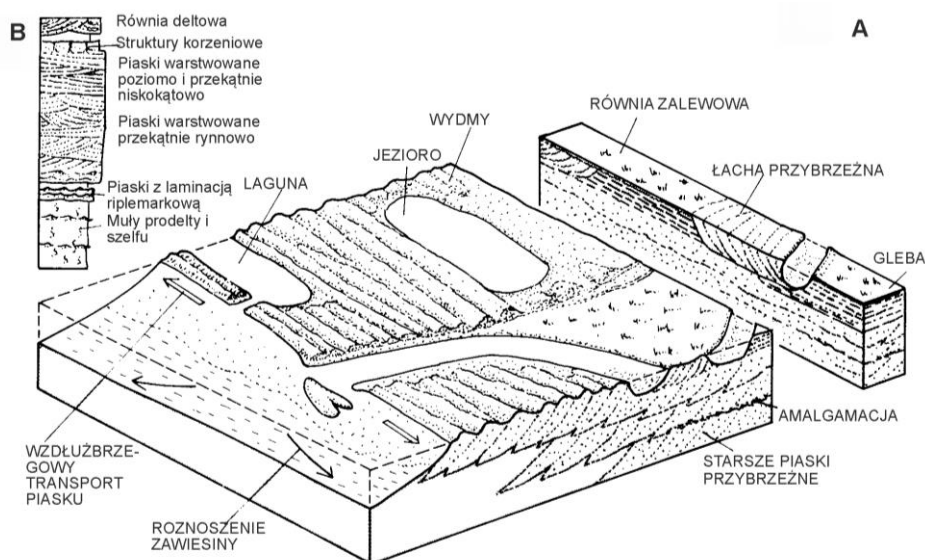


Ryc. 42. Model rozwoju delty płatowej (klasycznej; z Einsele 1992). **a** – ukształtowane delty związane z fazą konstruktywną. Grube linie przerywane z kropką to izochrony. **b** – ukształtowanie delty związane z wystąpieniem fazy destruktywnej (poziomy erozji). **c** – **g** – pionowe sukcesje osadów deltowych kształtowanych przez okresy konstruktywne i destruktywne. Pochodzenie profili pokazane jest na Fig. a i b

Faza destrukcyjna delty (efekt zmiany kierunku kanału rozprowadzającego, powodowany jego zbyt daleką progresją w kierunku basenu) zapisuje się przeróbką i redystrybucją piasków

ujścia rzeki i czoła delty, piasków bariery przybrzeżnej oraz osadów międzykanałowych zaplecza takiej bariery. Proces destrukcji delty wiąże się z formowaniem łańcucha ustępujących grzbietów plażowych oraz wysp barierowych (Ryc. 42b), chroniących zalane części równi deltowej przed dalszą erozją. U czoła ustępujących piasków przybrzeżnych może występować powłoka przerobionych, relatywnie gruboziarnistych piasków przybrzeża i plaży wewnętrznej, zalegających na ściętych piaskach nasypów przyujściowych albo bezpośrednio na mułach prodelt. Pionowa sukcesja osadów delty płatowej jest bardzo zróżnicowana, szczególnie wtedy, kiedy rozwój delty był przerywany przez fazy destrukcji (Ryc. 42c-g).

Delty zdominowane falowaniem (Ryc. 43) charakteryzują się domorską progradacją piasków wału plażowego i przybrzeża szerokim frontem, równoległym do wybrzeża, wraz z rozwojem aktywnego płata delty (Ryc. 43A). Piaski te tworzą ciała o miąższości do kilkudziesięciu metrów. Cechują się lepszym wysortowaniem niż piaski kanałów dystrybucyjnych i nasypów przyujściowych, a także grubieniem ziarna ku górze, spowodowanym progradacją wałów (Ryc. 43B). Mogą one zawierać obfity rumosz muszlowy. Lateralna migracja płata delty może generować kolejne kompleksy piasków barier przybrzeżnych, oddzielone mniej lub bardziej wyraźnie od kompleksów starszych.



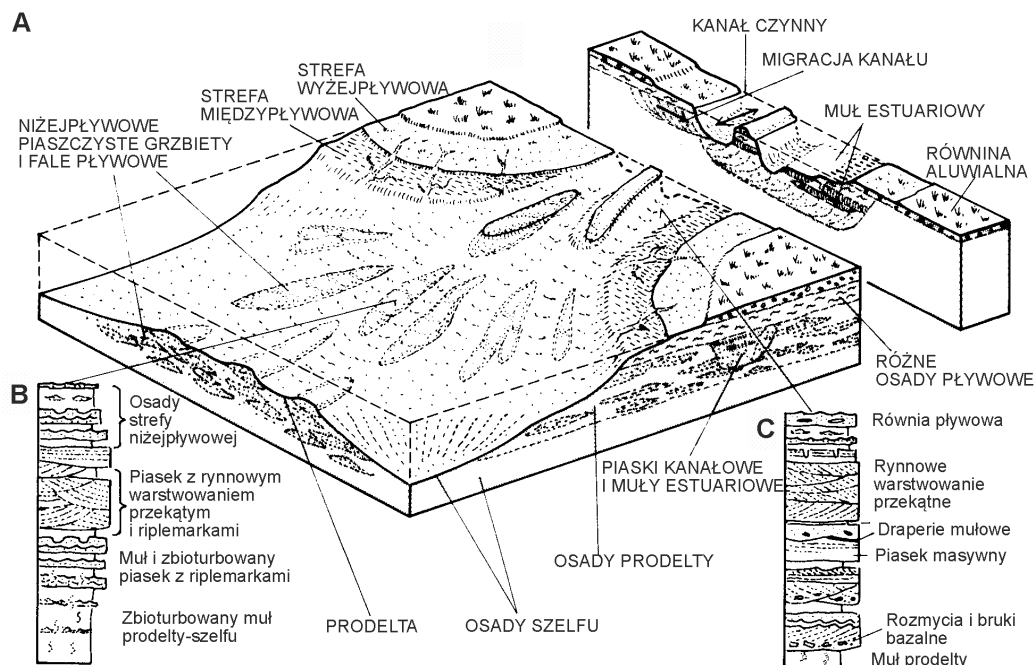
Ryc. 43. Model rozwoju delty zdominowanej falowaniem (A) oraz sukcesji osadów progradującego grzbietu piaszczystego bariery przybrzeża/wybrzeża (B; z Einsele 1992)

Na zapleczu aktywnego wału plażowego przestrzeń znajdująca się pomiędzy starszymi piaskami bariery i innymi częściami strefy międzykanałowej może być zajęta przez namorzyny, bagna lub jeziora. Ładunek zawieszinowy strumienia rzecznej jest zazwyczaj szeroko roznoszony w basenie. W konsekwencji, delty zdominowane falowaniem cechują się słabo rozwiniętą prodeltą lub nawet jej brakiem.

Delty zdominowane pływami cechują się brakiem czoła. Większość materiału dostarczanego przez rzeki akumulowana jest na przedpolu ich szerokiego, estuariowego ujścia (Ryc. 44). W efekcie formowana jest rozległa, podwodna równia deltowa, na której odkładana jest przynajmniej część przydenne oraz zawieszinowego ładunku rzeki. W odróżnieniu od delt zdominowanych przez rzekę, piaski nie są zrzucane lokalnie na nasypach przyujściowych lecz na wydłużonych, subrównoległych do siebie grzbietach ulokowanych pomiędzy kanałami dystrybucyjnymi ujścia rzeki jak i w głębszej części równi deltowej. Lateralnie migrujące kanały

rozprowadzające są wypełnione piaskami kształtowanymi przez prądy pływowe, wykazującymi dwukierunkowe warstwowanie przekątne i laminację riplemarkową oraz muł z mieszaną, słodko- – słonowodną fauną.

Osady delt zdominowanych pływami są ogólnie bardziej podobne do osadów wybrzeża zdominowanego pływami, położonego poza ujściem rzeki, niż do osadów delt innego rodzaju.



Ryc. 44. Model rozwoju delty zdominowanej pływami (delty estuariowej; **A**) oraz sukcesji osadów grzbietu piaszczystego (**B**) i kanału rozprowadzającego (**C**; z Einsele 1992)

Typowa, pionowa sukcesja osadów z konstrukcyjnej fazy delty składa się od dołu do góry z:

- osadów równiny aluwialnej,
- osadów bagna wyżejplywowego, w obszarach suchych z warstwami ewaporatów sebha lub innych,
- rozległych osadów międzyplywowych,
- piasków łach meandrowych i kształtowanych przez pływy piasków kanałów rozprowadzających oraz mułów estuariowych z różną fauną,
- osadów podwodnej równi deltowej kształtowanych przez pływy wraz z nizejpływowymi grzbietami piaszczystymi i pływowymi falami piaskowymi,
- osadów szelfowych o różnym wpływie prądów pływowych.

Budowa i kształtowanie delt typu gilbertowskiego

Delty typu gilbertowskiego wykazują wyraźną trzyczęściową budowę w przekroju pionowym (Ryc. 38). Część dolną (człon dolny) stanowi klin osadów najbardziej drobnoziarnistych w porównaniu z budującymi wyższą część delty, stopniowo zanikający w kierunku centrum basenu (morza, jeziora). Budują go osady piaszczyste i mułowe laminowane równolegle, a bezpośrednio u podstawy skłonu delty mogą występować osady piaszczyste warstwowane przekątnie rynnowo w skali do kilkudziesięciu centymetrów. Człon ten jest przykryty interwałem o miąższości do kilkudziesięciu metrów, nazywanym członem środkowym. Budują go osady piaszczyste i żwirowe warstwowane przekątnie tabularnie, w jednym zestawie, wykazującym różną liczbę powierzchni reaktywacji. Miąższość zestawu pokrywa

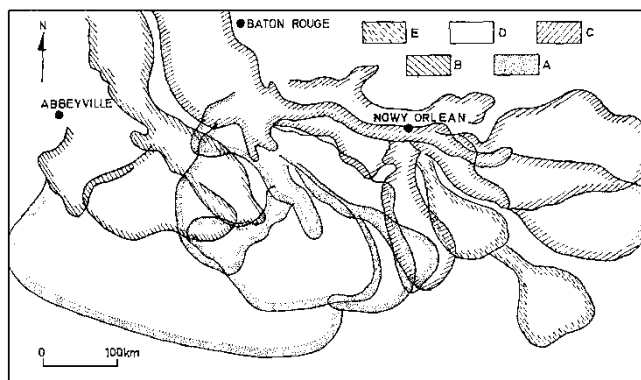
się z wysokością skłonu delty i może osiągać kilkadziesiąt metrów. Osady deponowane są tutaj ze spływów typu zawiesinowego i rumoszewego. Górną część sukcesji osadów delty typu gilbertowskiego (człon górny) budują osady od żwirowych po mułowe, o ukształtowaniu, zależnym od warunków panujących w górnej części delty. Mogą to być głównie osady korytowe rzek roztokowych o wysokiej dynamice, albo osady korytowe i pozakorytowe związane z rzekami o niższej dynamice, z bardziej stabilnymi korytami. Osady członu górnego wyklinowują się w kierunku skłonu delty.

Delty płytkowodne a delty głębokowodne

Delty zdominowane przez rzekę, rozwijające się w basenie płytkim (delty płytkowodne), cechują się szybszą progradacją niż delty rozwijające się w basenie głębokim (delty głębokowodne). Delty płytkowodne produkują ciekłą, rozległą sukcesję czoła delty. Delty głębokowodne deponują sukcesję czoła bardziej miększą, o ziarnie grubiejącym ku górze, jak również miększe osady prodelty. Kanały rozpraszające delty głębokowodnych są rozmieszczone w dużych odległościach i w efekcie, delty palczaste formują nieciągłe ciała piasków nasypów przyujściowych. Górna, odlądowa część płatów deltowych wykazuje zazwyczaj cechy delt płytkowodnych, natomiast część dolna ma cechy delt głębokowodnych, z miększą sukcesją czoła delty.

Lateralna migracja lobów deltowych

Rozwój delt wiąże się z okresową zmianą kierunku ich progresji. Dotyczy to szczególnie szybko progradujących, płytkowodnych delt palczastych, w których często dochodzi do ustania progradacji kanału i kształtowanego przez niego płatu delty w jednym kierunku, w zamian za rozwój progradacji w nowym kierunku, w efekcie przzerwania wału przykanałowego i otwarcia drogi o większym spadku (Ryc. 45).



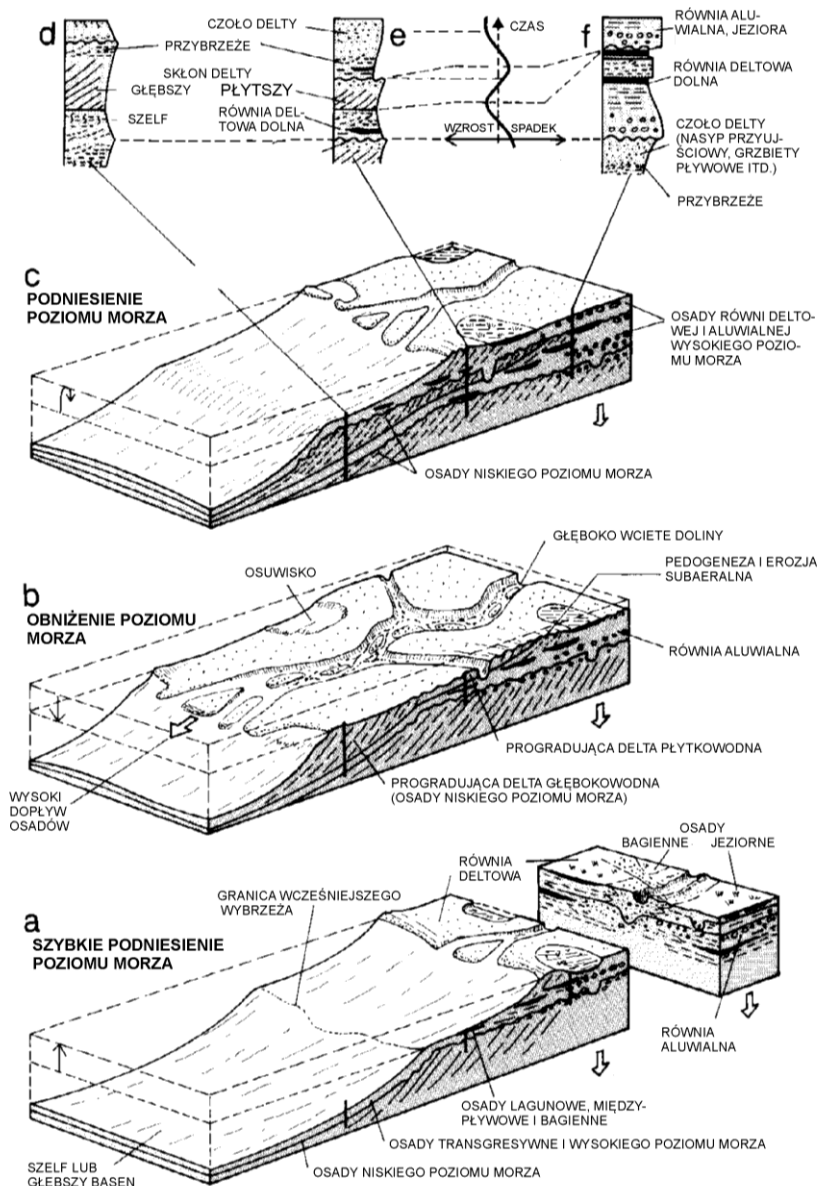
Ryc. 45. Zmiany położenia lobów delty w czasie na przykładzie delty Missisipi w ciągu ostatnich 6 tysięcy lat, (z Gradziński et al. 1986). A – 6–4 tys lat, B – 5–1 tys. lat, C – 3,5-współcześnie, D, E – 1 tys. – współcześnie

Nakładanie się lobów wynikające z ich lateralnej migracji powoduje powstawanie sukcesji o budowie cyklicznej.

Wpływ zmian poziomu morza na rozwój delt

Lateralna migracja lobów deltowych jest w pewnej części powodowana reżimem zmian poziomu morza. Szybkie podnoszenie się poziomu morza prowadzi do cofania się wybrzeża, znaczonego na deltach krawędzią równi deltowej i zatapiania tejże. Jeżeli podnoszenie poziomu morza nie przekracza kilkunastu metrów i zatrzymuje się na jakiś czas, czoło delty może ponownie progradować domorsko, jako delta płytkomorska (Ryc. 46a). Po osiągnięciu pozycji czoła z momentu rozpoczęcia transgresji zaczyna się wolniejszy,

głębokowodny rozwój delty Ryc. 46b). Obniżanie poziomu morza wywołuje progradację wybrzeża, w tym i delty w obszary głębszej wody. Wcześniejsza równia deltowa wyłania się znad poziomu morza, zamując pozycję do kilkudziesięciu metrów powyżej. Tak wyniesiona równia podlega intensywnej erozji. Ponowne podniesienie poziomu morza do poprzedniej pozycji może odrodzić wcześniej-szą linię brzegową i uformować kolejną sekwencję transgresywną (Ryc. 46c, por. 46a).



Ryc. 46. Rozwój delty płatowej a zmiany poziomu morza (z Einsele 1992)

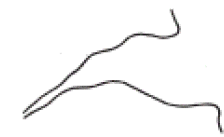
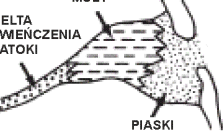
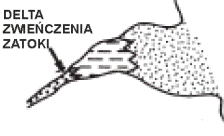
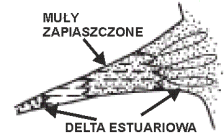
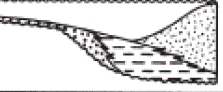
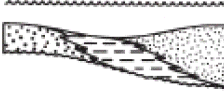
Zmiany poziomu morza generują sukcesje osadów deltowych wykazującą charakterystyczne zróżnicowanie tak w pionie jak i w poziomie (Ryc. 46d-e). Osady przybrzeża/czoła delty stadium inicjalnego przekładają się z osadami prodelty i szelfu wewnętrznego (Ryc. 46d). Osady stref międzykanałowych centralnej części równi deltowej stadium inicjalnego przekładają się z osadami dolnej równi deltowej oraz wybrzeża i czoła delty (Ryc. 46e) a także równi górnej. Osady stref międzykanałowych odlądowej części równi deltowej stadium inicjalnego przekładają się osadami dolnej części równi (lagunowymi, pływowymi, bagiennymi i glików krewasowych) oraz osadami rzecznej równi zalewowej (Ryc. 46f).

ŚRODOWISKO ESTUARIÓW

Estuarium to rozszerzające się (lejkowate) ujście rzeki. Estuaria tworzą się na wybrzeżach pływowych, szczególnie na wybrzeżach zatapianych. Na ogół towarzyszą rzekom o niewielkiej ilości zawiesiny. Estuaria intensywnie zasilane osadem, kształtowane wysokimi pływami, mają charakter delt (delt estuariowe, delty pływowe). Estuaria zdominowane falowaniem, mikro po słabo makropływowe cechują się występowaniem w ich odlądowym zakończeniu niewielkich delt nazywanych **deltami zwieńczenia zatoki** (ang. *bay head delta*).

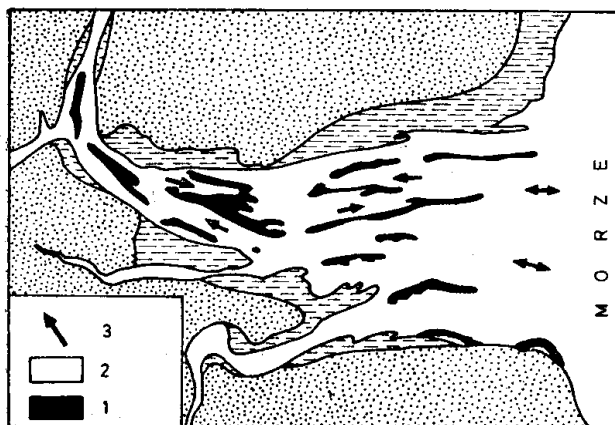
Ukształtowanie estuariów oraz czynniki kształtujące

Estuaria wykazują zróżnicowanie pod względem geometrii (konfiguracji morfologicznej), dynamiki i sposobu ruchu wody (znaczenia pływów), stopnia zasolenia, pionowego i poziomego ukształtowania chemizmu wody, a także rodzaju osadów i sposobu ich rozmieszczenia (Ryc. 47, 48, 49). Woda wypływająca z rzeki do estuarium miesza się z wodą morską i ostatecznie uchodzi do otwartego morza jako prąd powierzchniowy. Z morza do estuarium, przy jego dnie, wciska się woda morska i miesza się od góry z wodą dostarczaną przez rzekę. Taki rodzaj wymiany wody nazywany jest **cyrkulacją estuariową**. Taki rodzaj cyrkulacji jest występuje również w tak zwanych morzach przyległych (ang. *adjacent seas*) stref klimatu wilgotnego (np. Bałtyk, Morze Czarne, Zatoka Kalifornijska; Einsele 1992). Zależnie od stopnia pionowej cyrkulacji wody, estuaria wykazują stratyfikację wody albo jej brak (wymieszanie wody morskiej z rzeczna). W estuariach z wodą wymieszaną zasolenie wzrasta w kierunku otwartego morza. Mieszanie wody słabnie, wzrasta wyrazistość stratyfikacji w estuariach oddzielonych od otwartego morza progiem.

	RODZAJE ESTUARIÓW POD WZGLĘDEM POŁĄCZENIA Z MORZEM I CZYNNIKA KSZTAŁTUJĄCEGO			
	ZDOMINOWANE FALOWANIEM			ZDOMINOWANE PŁYWAMI
	LAGUNOWE	PÓŁOTWARTE	OTWARTE	PŁYWOWE
KONFIGURACJA MORFOLOGICZNA	ZAMKNIĘTE, PRZYMKNIĘTE RÓWNOLEGŁE DO WYBRZEŻA 	RÓWNOLEGŁE – PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA 	PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA 	PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA 
SKALA PŁYWÓW	MIKROPŁYWOWE	MIKRO- – MEZOPLWOWE	MAKROPŁYWOWE	WYSOKO MAKROPŁYWOWE
SKALA CYRKULACJI	SŁABA	SŁABA – BRAK (WYSTĘPOWANIE STRATYFIKACJI WODY) (ZALEŻNIE OD INTENSYWNOŚCI DOPIŁYWU WÓD RZECZNYCH)		INTENSYWNA (WODY HOMOGENICZNE W PIONIE I POZIOMIE)
ROZMIESZCZENIE OSADÓW	DELTA ZWIĘCZENIA ZATOKI 	MULY DELTA ZWIĘCZENIA ZATOKI PIASKI 	DELTA ZWIĘCZENIA ZATOKI 	MULY ZAPIASZCZONE DELTA ESTUARIOWA 
PRZEKRÓJ OSIOWY	poziom morza 			
PRZYKŁAD:	GREAT SOUND, NEW JERSEY	MIRAMICHI, NEW BRUNSWICK	GIRONDE	BROAD SOUND, AUSTRALIA

Ryc. 47. Zróżnicowanie estuariów oraz główne czynniki kształtujące ich budowę i osady, według Reinson (1992) zmienione

Tempo sedymentacji materiału terygenicznego w estuariach jest zazwyczaj wysokie. Jego rozmieszczenie wykazuje duże zróżnicowanie, tak przestrzenne jak i czasowe. Estuaria cechują się zazwyczaj podwyższoną żyznością wody i tym samym wysoką produktywnością organiczną, z mało zróżnicowaną biocenozą wód brakicznych. Fauna morska współwystępuje tutaj wraz z obfitym materiałem roślin lądowych. W głębiach estuariów z wodą stratyfikowaną występują nieraz warunki silnie dysoksyczne po anoksyczne, powodujące silne zubożenie lub brak makroorganizmów bentonicznych.



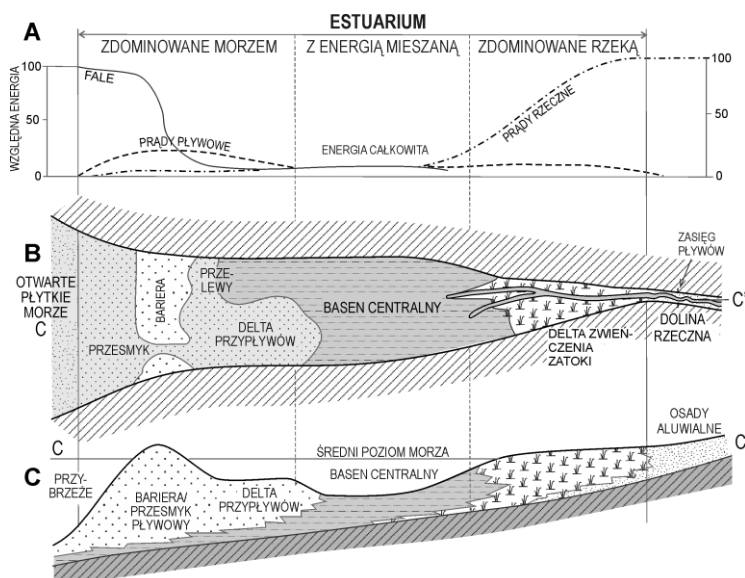
Ryc. 48. Fizjografia i osady estuarium zdominowanego pływami (delty estuariowej, delty pływowej). 1 – grzbiety piaszczyste, 2 – obniżenia między grzbietami i kanały pływowe, 3 – kierunki prądów pływowych. Obszar zakreślony – równie pływowe (z: Gradziński et al. 1986)

Osady estuariów:

- osady piaszczyste, pyłowe i mułowe o różnym rozmieszczeniu, zależnie od rodzaju estuarium (Ryc. 47),
- w estuariach z wysokimi pływami: na dnie kanałów (przesmyków) głównie osad piaszczysty z licznymi intraklastami mułowymi, na łachach osad piaszczysty z warstwowaniem przekątnym rynnowym, tabularnym (m.in. pływowe fale piaszkowe) i jodełkowym, laminacja riplemarkowa i warstwowanie smużyste, rzadziej laminacja pozioma płaska, na równiach pływowych osady piaszczyste i mułowe, często utwory o charakterze heterolitów z warstwowaniem smużystym, soczewkowym i falistym.

Delty zwieńczenia zatok (Ryc. 47, 49)

Delty zwieńczenia zatoki to małe delty klasyczne, występujące w miejscu, w którym dolina rzeczna przechodzi w estuarium, zazębiające się w kierunku morza z osadami mułowymi estuarium, z różnym udziałem cech kształtowanych przez pływy.



Ryc. 49. Model estuarium z deltą zwieńczenia zatoki. A – rozmieszczenie głównych procesów kształtujących sedymentację, B – subsrodowiska, C – przekrój osiowy przez estuarium

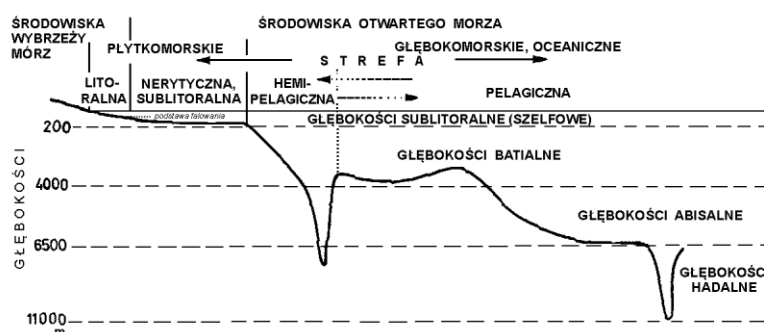
Delty zwieńczenia zatok są charakterystyczne dla zatapianych ujść dolin rzecznych, a tym samym dla epizodów transgresji morskich. Progradują w kierunku basenu o różnej dynamice wody oraz różnym stopniu natlenienia jej partii przydennych. Osady delt zwieńczenia zatok są ważnymi markerami stratygrafii sekwencyjnej ponieważ wskazują zasięg transgresji na lądzie oraz przejście od transgresji do regresji.

Cechy charakterystyczne osadów delt zwieńczenia zatok (v. Ashoff, 2009):

1. występowanie w formie klinofrom o miąższości 5-15 m i zasięgu lateralnym od 100 m do 1 km,
2. osady piaszczyste i mułowe z grubieniem wielkości ziarna ku górze,
3. występowanie rynnowych warstwowań przekątnych w stropie sukcesji,
4. drobnienie ziarna w kierunku otwierania zatoki (estuarium),
5. osady piaszczyste z licznymi cienkimi przewarstwieniami osadu mułowego,
6. udział struktur formowanych przez pływy wzrastający w kierunku wyklinowywania się klinofromy (w kierunku zatoki),
7. brakiczne skamieniałości śladowe i właściwe,
8. występowanie w transgresywnych ciągach systemów.

ŚRODOWISKA OTWARTEGO MORZA

Otwarte morza to obszary mórz z dnem położonym poniżej normalnej podstawy falowania, od odbrzeża po głębie basenowe (abisal, hadal). Są to obszary płytko- i głębokomorskie, aczkolwiek obszary płytkomorskie obejmują również przybrzeża. Środowiska płytkomorskie mieszczą się w batymetrycznej strefie sublitoralnej zaś w odniesieniu do wpływu łądu w strefie nerytycznej, natomiast obszary głębokomorskie obejmują batymetrycznie batiał, abisal i hadal, a ze względu na wpływy łądu: hemipelagial i pelagial (Fig. 50).



Ryc. 50. Podział środowisk morskich zależnie od głębokości i wpływu łądu

ŚRODOWISKO PŁYTKOMORSKIE (sublitoralne, nerytyczne)

Lokalizacja: poniżej strefy zmywu, poziomu odpływu, do gł. ~200 m, w większości poniżej normalnej podstawy falowania Obejmuje morza szelfowe i epikontynentalne.

Czynniki kształtujące sedymentację:

- intensywność dostawy materiału terygenicznego i rodzaj dostarczanego materiału,
- falowanie i prądy generowane falowaniem,
- pływy,
- prądy oceaniczne,
- klimat,

- geometria basenu/ukształtowanie dna/połączeniez oceanem światowym,
- aktywność świata organicznego (produkcja organiczna).

Podstawowe rodzaje mórz płytkich ze względu na lokalizację:

- morza epejryczne (epikontynentalne; obecnie znaczenie niewielkie – Zatoka Hudsona),
- morza marginalne (perykontynentalne, szelfowe).

Chemizm wód mało zróżnicowany, z wyjątkiem prawie zamkniętych mórz epikontynentalnych z wodami od brakicznych po hipersłone, zależnie od klimatu i połączenia z oceanami.

Dynamika wód silnie zróżnicowana, spadek ze zmniejszaniem rozmiarów basenu i stopnia połączenia z oceanem światowym.

Osady: różne - silikoklastyczne, węglanowe, ewaporaty - zależnie od dynamiki wody, dostawy z lądu, żyzności, klimatu.

Topografia i osady współczesnych mórz płytkich znajdują się w reżimie transgresywnym'. W znacznej części są to przerobione przez morze osady lądowe, ukształtowane w okresach zlodowaceń plejstocęńskich, z poziomem morza 150 –230 m niżej niż obecnie.

Charakterystyka głównych rodzajów mórz płytkich w zależności od głównego sposobu kontroli sedymentacji (Ryc. 51–53)

Morza o wysokiej dostawie materiału terygenicznego (Ryc. 51)

1. Morza o słabym falowaniu, alimentowane głównie mułem (Ryc. 51a1)

Charakterystyczne cechy sedymentologiczne:

- sedymentacja piasku jedynie w strefie wokół przybrzeża i na przybrzeżu,
- dwa rodzaje genetyczne mułów (przewarstwianie, zróżnicowanie zatarte bioturbacją):
 - osadzone bezpośrednio z dostawy rzecznej
 - tempestyty mułowe.

2. Morza o słabym falowaniu, alimentowane intensywnie piaskiem i mułem (Ryc. 51a2)

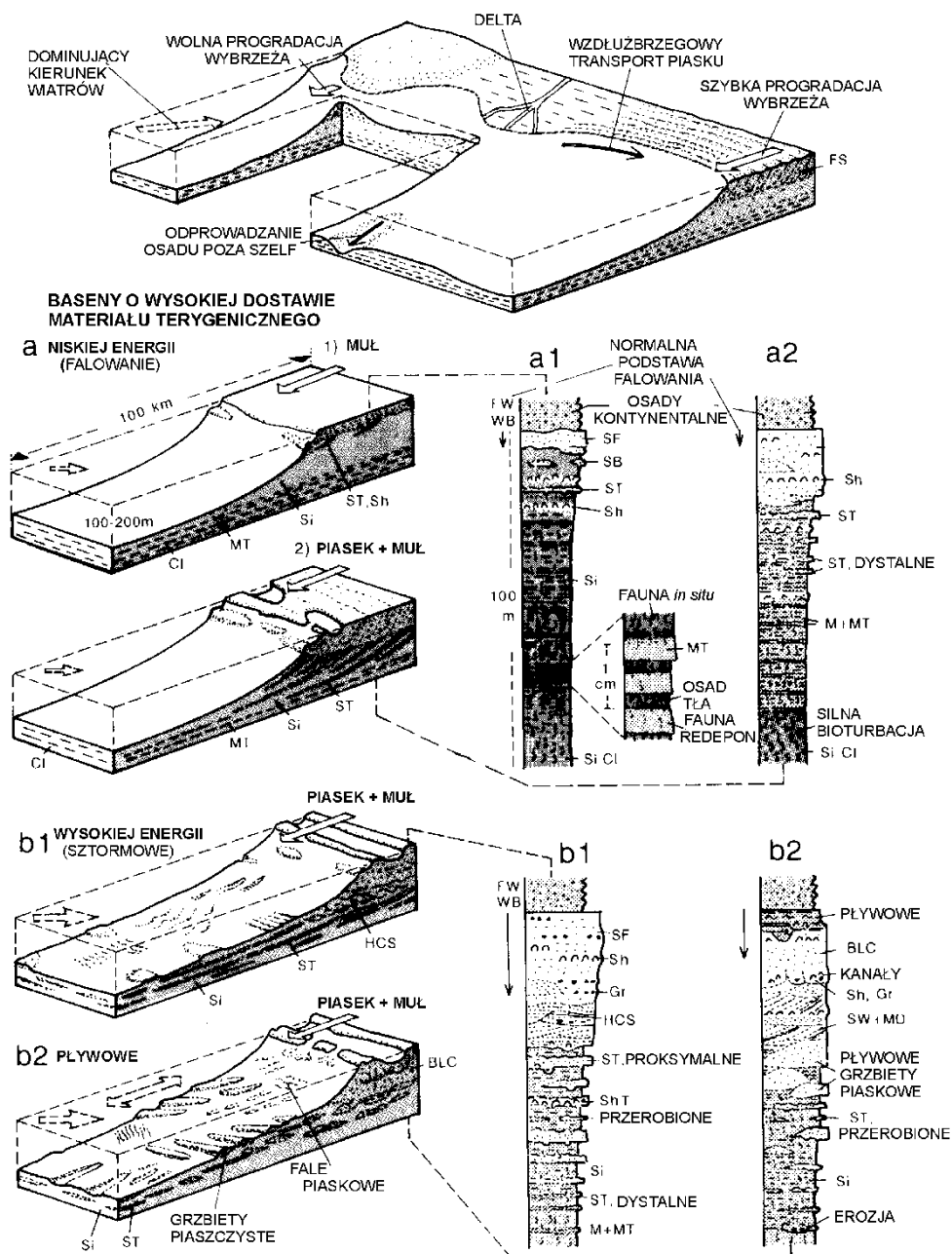
Charakterystyczne cechy sedymentologiczne:

- wybrzeże i przybrzeże: intensywna sedymentacja piasku, bariery piaszczyste, proksymalne tempestyty piaszczyste,
- strefy wewnętrzne: przekładanie tempestytów mułowych z pyłowymi i iłowymi osadami tła depozycyjnego; materiał biogeniczny wymieszany z terygenicznym.

3. Morza zdominowane sedymentacją sztormową, alimentowane intensywnie piaskiem i mułem (Ryc. 51b1):

Charakterystyczne cechy sedymentologiczne:

- wybrzeże i przybrzeże – intensywna sedymentacja piasku, lokalnie żwiru, piaski z kopułowym warstwowaniem przekątnym, proksymalne tempestyty piaszczyste,
- strefy wewnętrzne (szelf zewnętrzny) – tempestyty piaszczyste,
- strefy dystalne – dominacja tempestytów mułowych.



Ryc. 51. Modele sedymentacji i pionowa sukcesja facji mórz płytkich o wysokiej dostawie materiału terygenicznego, podlegających regresji (Einsle 1992)

4. Morza z sedymentacją zdominowaną pływami (Ryc. 51b2; Ryc. 52):

Charakterystyczne cechy sedymentologiczne:

- wpływ pływów na sedymentację (do głęb. >50 m),
- pływowe fale piaskowe, grzbiety piaszczyste (dł. do kilkudziesięciu km, szer. do kilku km, wys. do kilkudziesięciu m),
- strefy akumulacji piasku poprzecinane rynnami z materiałem grubo klastycznym,
- riplemarki, lineacja prądowa,
- wstęgi i łachy (płaty) piaszczyste w strefach wewnętrznych,
- dwa główne, przeciwstawne kierunki transportu,
- sedymentacja mułu poza zasięgiem pływów.

Morza o niskiej dostawie materiału terygenicznego (Ryc. 53)

1. Morza niskiej energii, alimentowane głównie mułem (Ryc. 53a1).

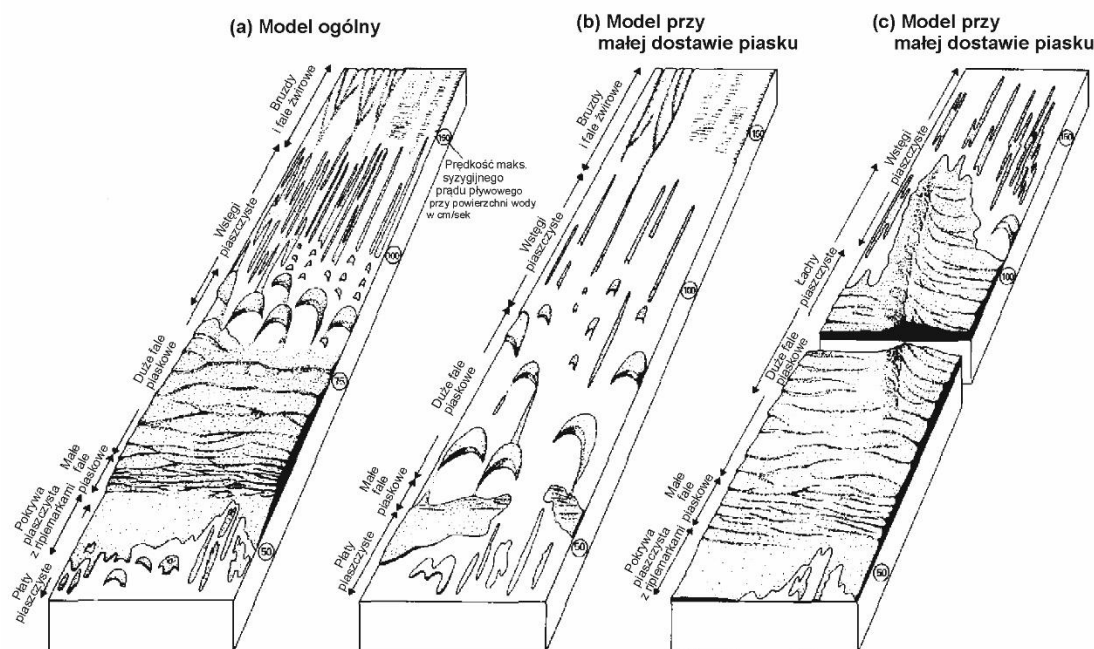
Charakterystyczne cechy sedimentologiczne:

- sedimentacja jak w morzach o słabym falowaniu alimentowanych mułem,
- wzbogacenie w materiał biogeniczny – przejścia do mórz zdominowanych sedimentacją wapienną,
- tempestyty z członami muszlowcowymi,
- margliste tempestyty w strefach wewnętrznych, zmieszane z osadami tła,
- intensywna bioturbacja.

2. Morza niskiej energii, alimentowane piaskiem i mułem, żyzne (Ryc. 53a2).

Charakterystyczne cechy sedimentologiczne:

- sedimentacja jak w morzach o niskiej energii alimentowanych głównie mułem,
- wzbogacenie w materiał biogeniczny i bioturbację – wysoki udział po dominację osadów wapiennych,
- tempestyty z członami muszlowcowymi,
- warstwy osadów biogenicznych na całym obszarze,
- przewarstwienia rogówców w osadach biogenicznych,
- laminowane iły i margle bitumiczne w morzach ze strefą minimum O_2 (szelf zewnętrzny, strefy prądów wstępujących, tj. strefy upwellingu, lokalne depresje).

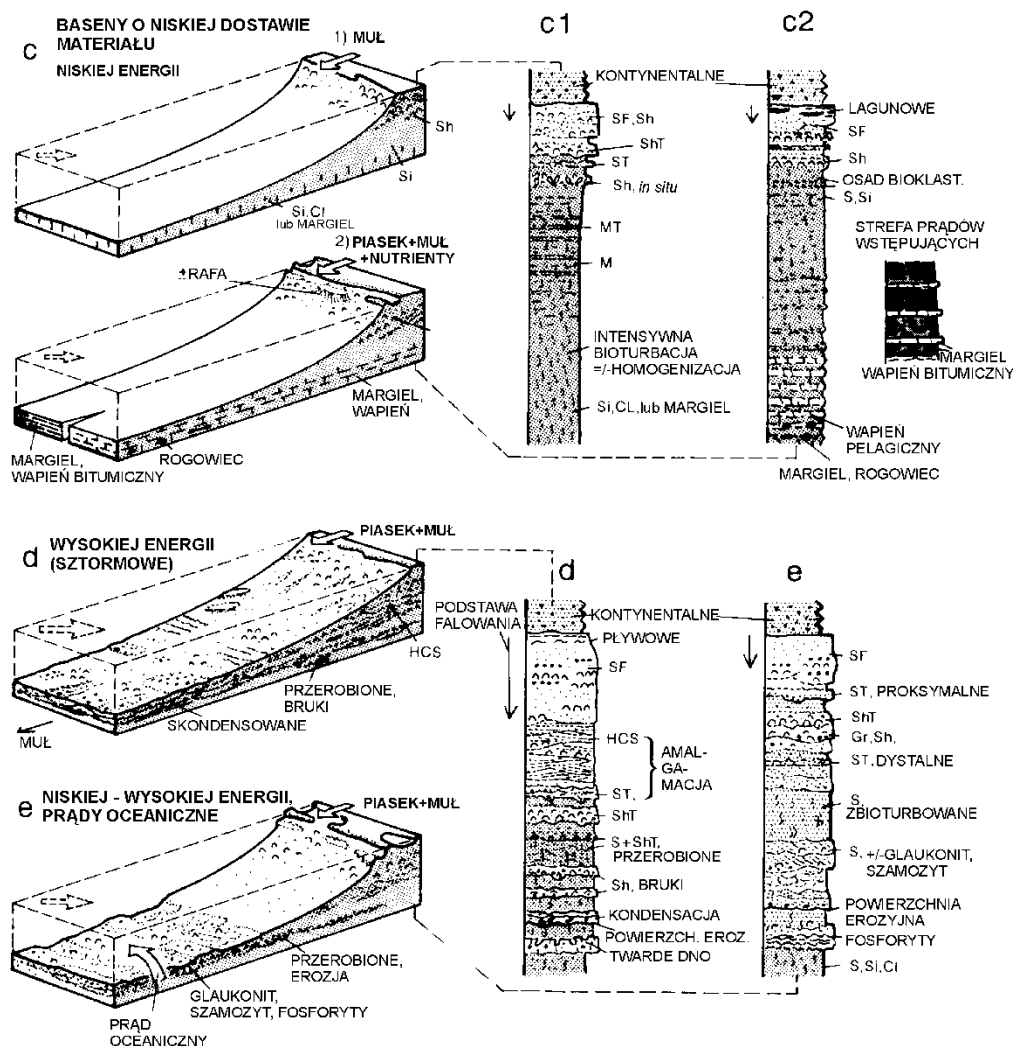


Ryc. 52. Rodzaje form dna a kierunek prądu pływowego, maksymalna prędkość prądu syzygijnego przy powierzchni wody i podaż materiału osadowego (Belderson, Johnson & Kenyon 1982)

3. Morza wysokiej energii, z sedimentacją zdominowaną sztormami (Ryc. 53b):

Charakterystyczne cechy sedimentologiczne:

- duży udział materiału biogenicznego,
- powszechna amalgamacja warstw w strefie przejściowej od przybrzeża do bardziej wewnętrznych części basenu,
- warstwy bruków (m.in. muszlowych),
- warstwy osadów skondensowanych w głębszych częściach basenu,
- poziomy twarde den.



Ryc. 53. Modele sedymentacji i pionowa sukcesja facji mórz płytkich o niskiej dostawie materiału terygenicznego, podlegających regresji (Einsle 1992)

4. Morza szelfowe pod wpływem przydennych prądów oceanicznych (Ryc. 53c):

Charakterystyczne cechy sedymentologiczne:

- w strefach przybrzeżnych sedymentacja jak w morzach zdominowanych falowaniem (Ryc. 53a1, a2),
- szelf zewnętrzny – intensywna przeróbka osadu: występowanie licznych poziomów bruku i powierzchni erozyjnych (rozmyć), koncentracja glaukonitu i fosforytów, silne zróżnicowanie stopnia bioturbacji.

Morza zdominowane sedymentacją węglanów i ich osady

Są to środowiska o ograniczonym dopływie materiału silikoklastycznego. Najbardziej intensywna sedymentacja węglanowa ma miejsce między 30°N a 30°S.

Sposoby wpływu klimatu na płytkomorska sedymentację wapienną:

- różna produkcja CaCO_3 i rodzaj produkowanego materiału,
- zwiększona tendencja do formowania twardego dna w tropiku,
- stołowa morfologia szelfów i ławic z produkcją węglanów (**platform węglanowych**) w tropikach,

- w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych sąsiedowność węglanów z osadami niewęglanowymi różnych środowisk; w tropiku - z niewęglanowymi osadami deltowymi, litoralnymi i/lub ewaporatami.

Facje osadów wapiennych ze względu na rodzaj składników szkieletowych i szerokość geograficzną

Facja foramol - facja wód umiarkowanie ciepłych;

skład: detrytus otwornic wapiennych i aglutynujących, mięczaków, ramienionogów, mszywiół, glonów koralinowych, akcesorycznie szkarłupni, małżoraczków, spikul.

Podfacje: **molechfor** (*Molusca* + *Echinoidea* + *Foraminifera*) – podfacja umiarkowanie chłodnych otwartych szelfów, zdominowanych mięczakami

- **rhodalg** (*Rhodophyta*) - podfacja szelfów ciepłych; skład: inkrustacje glonów koralinowych, mszywiół, mięczaki, jeżowce, otwornice bentoniczne, pąkle, serpule,

- **chloralgal** (*Chlorophyta*); podfacja szelfów ciepłych (subtropikalnych); skład: szczątki zielenic, duże otwornice bentoniczne, krasnorosty gałązkowe, mięczaki.

Facja chlorozoan - (*Chlorophyta* + *Zoantharia*); facja szelfów tropikalnych otwartych i ich obrzeżeń (temp. wody > 14°C);

skład: szczątki zielenic, szkielety koralu hermatypowych, duże otwornice bentoniczne, krasnorosty gałązkowe, mięczaki.

Facje osadów wapiennych ze względu na rodzaj składników nieszkieletowych i szerokość geograficzną:

- facja zdominowana peloidami: zasięg od szelfów tropikalnych po umiarkowane,
- facja oolitowa, oolitowo-agregatowa: facja szelfów tropikalnych (zasięg facji chlorozoan),
- facja bez ziaren nieszkieletowych: facja szelfów umiarkowanych i chłodnych (jak facja foramol).

Sposoby przyrostu osadów wapiennych:

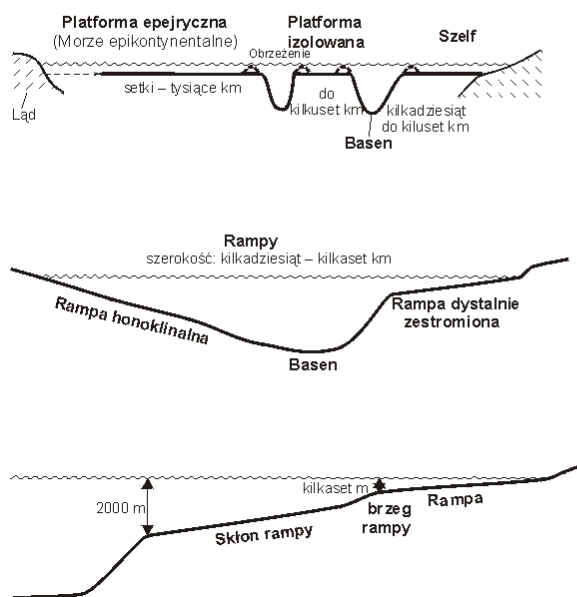
- progradacja równi pływowych,
- progradacja raf (rozrost domorski, wkraczanie na osady talusa),
- pionowy przyrost węglanów niżejplywowych (formowanie sekwencji płyciejących ku górze),
- migracja ciał piasków węglanowych (istotna w obszarach wysokiej energii),
- domorski transport osadu podczas sztormów,
- resedymencja masowa (istotna na krawędzi szelfu; wapienie allodapiczne).

Obszary rozległej płytkomorskiej sedymentacji węglanów to **platformy węglanowe** (Ryc. 54). Platformy węglanowe wykazują zróżnicowanie sedymentacji zależnie od związków z łańcem, sposobu i zakresu zróżnicowania głębokości, rozmieszczenia i rodzaju organogenicznych budowli węglanowych (np. Ryc. 55–57).

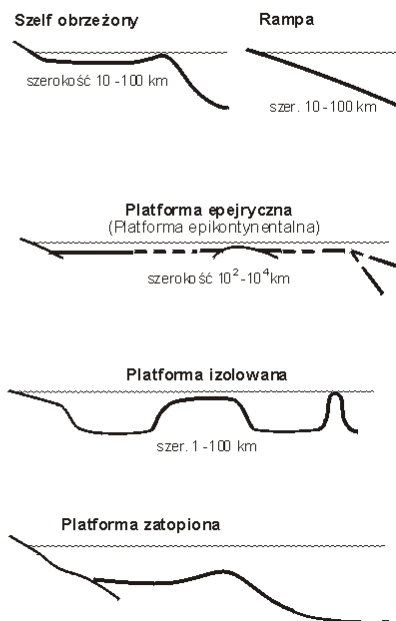
Sedymentacja węglanowa w morzach klimatu umiarkowanego (sedymentacja wapieni facji foramol): jest to sedymentacja wapieni bogatych w detrytus otwornic wapiennych i aglutynujących, mięczaków, ramienionogów, mszywiół, glonów koralinowych, akcesorycznie szkarłupni, małżoraczków, spikul. Współcześnie sedymentacja tego typu ma miejsce np. na zachodnich wybrzeżach Irlandii, NW i W Szkocji, Nowej Zelandii. Kopalne osady węglanowe mórz płytkich z obszarów klimatu umiarkowanego są znane z permu Australii oraz kenozoiku Tasmanii i N. Zelandii.

RODZAJE PLATFORM WĘGLANOWYCH

wg Wright & Burchette, 1996

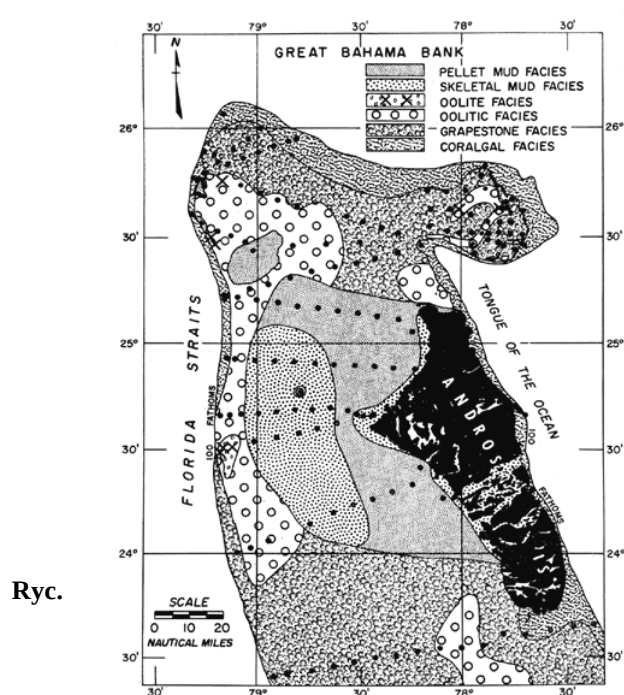


wg Tucker & Wright, 1990



Ryc. 54. Rodzaje platform węglanowych

Sedymentacja węglanowa w morzach ciepłych: jest to sedymentacja rozległa w strefach płytkomorskich, szczególnie intensywna w obrębie budowli węglanowych. Zasadnicze cechy takiej sedymentacji i jej produktów na obszarach klimatu ciepłego pokazuje model Wilsona (Ryc. 58). Model ten obejmuje wszystkie główne środowiska sedymentacji węglanów na niskich szerokościach geograficznych. Niektóre z tych środowisk występują w rzeczywistości zamiennie (np. sebhja, wybrzeże piaszczyste lub równie pływowe), tym samym, kolejność rozmieszczenia środowisk w modelu Wilsona jest sztuczna, tylko ogólnie odpowiada rzeczywistości.

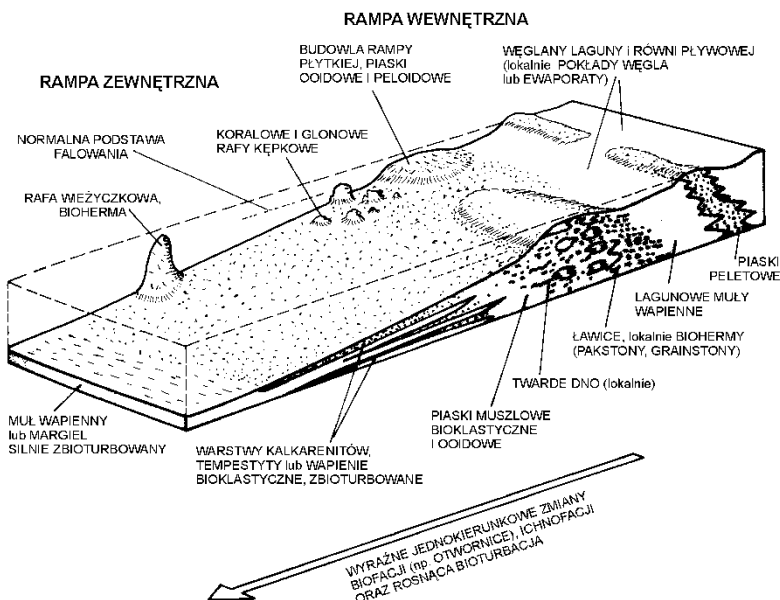


55. Rozmieszczenie litofacji węglanowych na obszarze Wielkiej Ławicy Bahamskiej (według Bathurst 1971)

Ryc.



Ryc. 56. Platforma węglanowa szelfu obrzeżona płyczną: fizjografia i osady (Einsele 1992)



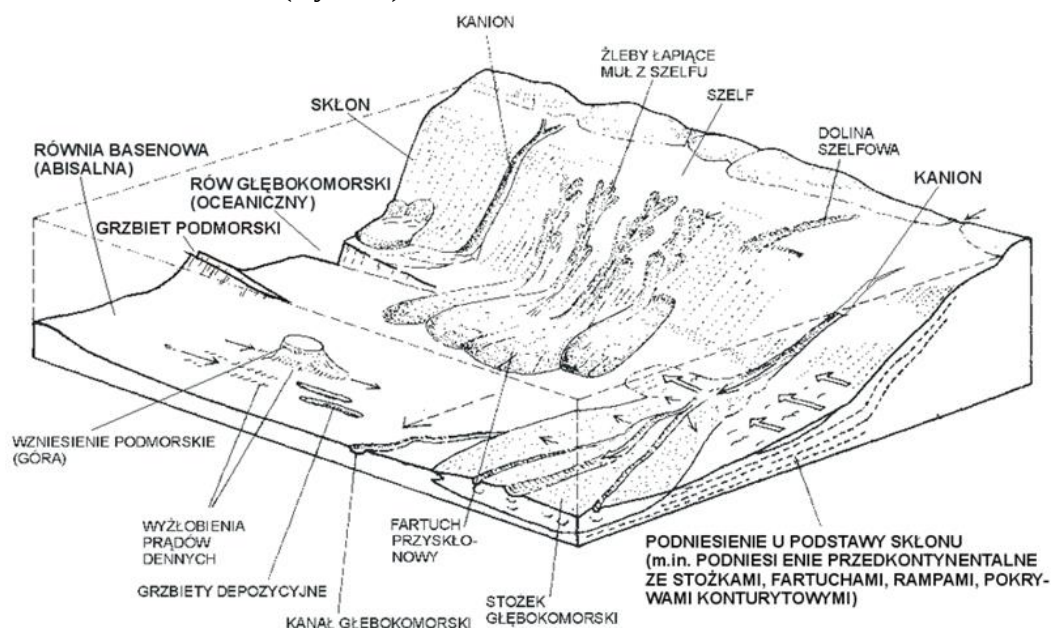
Ryc. 57. Platforma węglanowa typu rampy: fizjografia i osady (Einsele 1992)

Model Wilsona pokazuje batymetryczne różnicowanie osadów węglanowych oraz osadów im towarzyszących. Wzrost głębokości środowiska sedymentacyjnego zapisuje się w osadzie wzrostem udziału mułu wapiennego (kalcytuty). W głębiach basenowych, powyżej CCD oraz w centrach lagun, a częściowo i na równiach pływowych osadzają się mudstony wapienne oraz wakstony lub floatstony. Na płycznach o wysokiej energii wody gromadzą się osady zubożone w muł wapienny (przemyte), takie z których po cementacji formowane są grainstony, pakstony rudytowe (rudstony), pakstony arenitowe, biolityty (boundstony); w tym grainstony ooidowe, muszlowe, onkoidowe.

W lagunach osadzają się muły bogate w peloidy i ziarna agregacyjne, ziarna obleczone, nieraz bogate w niepokruszone muszle. Po lityfikacji powstają z nich wapienie typu mudstonów i wakstonów, rzadziej boundstony (bindstony).

ŚRODOWISKA MÓRZ GŁĘBOKICH I OCEANÓW

Środowiska mórz głębokich i oceanów to środowiska obszarów z dnem położonym na głębokościach większych niż 200 m (Ryc. 49, 58). Obejmują one strefy głębokościowe batialne, abisalne i hadalne (Ryc. 49).



Ryc. 58. Główne elementy fizjograficzne (środowiska) mórz głębokich i oceanów (na podstawie Einsele 1992, zmienione)

Warunki:

- duże zróżnicowanie głębokości,
- dna w całości w strefie afotycznej,
- z wyjątkiem stref prądów konturowych, słaba cyrkulacja wody przy dnie,
- duże zróżnicowanie temperatur w pionie i lateralnie,
- duże zróżnicowanie składu biocenoz i biomasy w pionie i lateralnie,
- w kierunku stromych skłonów dna rośnie częstotliwość sedymentacji masowej,
- duże zróżnicowanie rodzaju osadów (spadek udziału osadów pochodzenia terygenicznego ze wzrostem odległości od lądu i głównych dróg znośnienia osadu z lądu).

Czynniki kontrolujące sedymentację:

Czynniki nadrzędne:

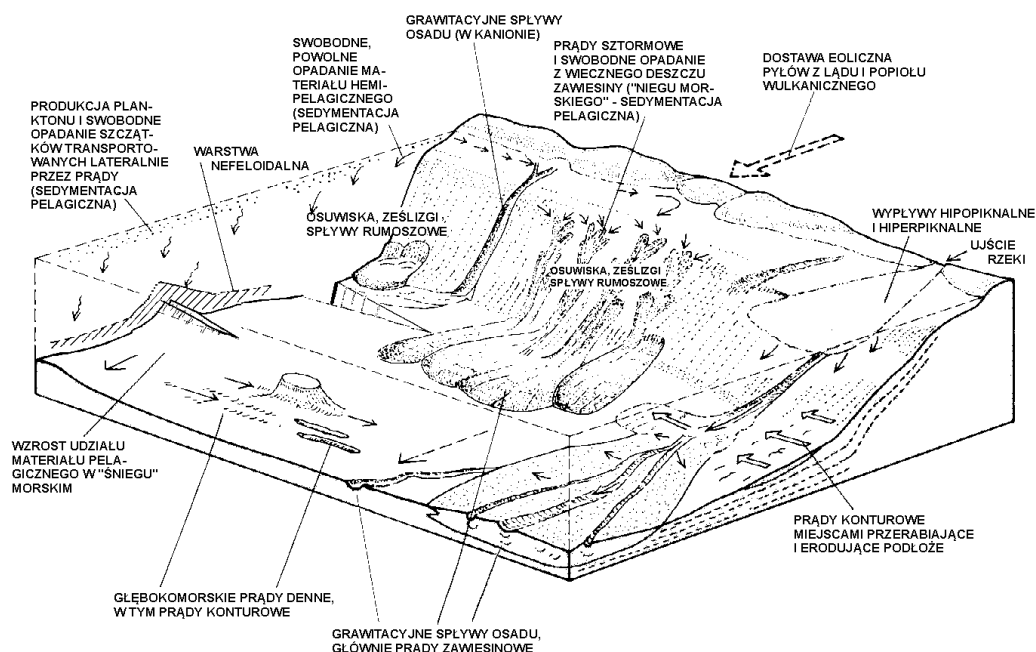
- geometria basenu i jego otoczenia (kształt, deniwelacje dna, rzeźba terenu otaczającego basen),
- stopień połączenia z oceanem światowym,
- aktywność tektoniczna i wulkaniczna obszaru,
- eustatyka,
- klimat.

Czynniki pochodne:

- natężenie dostawy i rodzaj materiału osadowego (terygeniczny, wulkaniczny, organogeniczny),
- cyrkulacja/natlenienie wody,
- zawartość i dostawa biogenów (żywność wody),
- głębokość kompensacji kalcytu (CCD).

Procesy sedymentacyjne (Ryc. 59)

- procesy tła depozycyjnego (swobodne opadanie „śniegu morskiego”/”wiecznego deszczu”, depozycja z prądów konturowych),
- procesy zdarzeniowe (procesy grawitacyjnego transportu materiału osadowego).



Ryc. 59. Procesy sedymentacyjne w morzach głębokich i oceanach

Osady:

- **pelagity** – osady swobodnej sedymentacji ze słupa wody (osady „śniegu morskiego”), biogeniczne i nieorganogeniczne, zawierające wg Pickering *et al.* (1986) <40% pylastego materiału terygenicznego lub <25% materiału terygenicznego frakcji grubszej niż 5 μm (patrz Einsele 1992). Tempo sed. kilka – kilkadziesiąt mm/tys. lat.

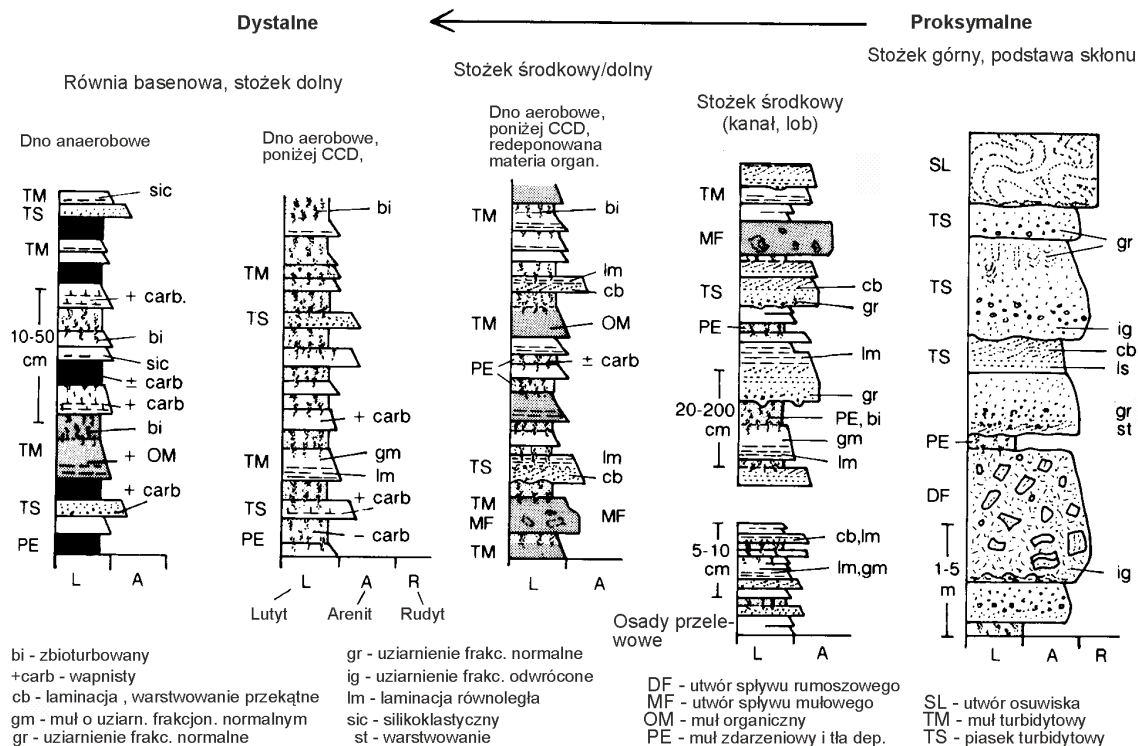
Rodzaje pelagitów:

- **oozy** – biogeniczne muły głębinowe – >70% materiału biogenicznego,
 - **oozy wapienne** (współczesne: muł globigerinowy, kokolitowy, pteropodowy; kopalne: wapienie pelagiczne),
 - **oozy krzemionkowe** (współczesne: muł radiolariowy, okrzemkowy; kopalne: radiolaryty, diatomyty),
- **arle** – osady drobnoziarniste zawierające 30–70% materiału biogenicznego wapiennego, krzemionkowego,
- **muły** – osady drobnoziarniste zawierające <30% materiału biogenicznego: muły/łupki czerwone, czarne.
- **hemipelagity** – osady swobodnej sedymentacji składników ze słupa wody (osady „śniegu morskiego”). Według Pickering *et al.* (1986) są to osady zawierające >40% pylastego materiału terygenicznego. Według Jenkynsa (1986) są to osady, w których >25 % stanowi materiał terygeniczny i wulkaniczny frakcji >5 μm , z materiałem biogenicznym takim jak w pelagitach. Występują jako muły/łupki zielone, czarne, czerwone, niebieskie (łupki pstre); tempo sedymentacji do 100 mm/tys. lat,
- **konturyty** – osady prądów konturowych (deponowane wyłącznie z trakcji),
- **resedymenty** – osady złożone przez różne, głównie masowe, grawitacyjne przemieszczenia materiału (obrywy, ześlizgi, osuwiska, spływy rumoszowe i zawiesinowe),

- osady chemiczne wzrastające na dnie basenu – konkretne i naskorupienia Fe-Mn, bazalne utwory żelaziste, glaukonit, zeolity, fosforyty),
- osady biogeniczne wzrastające na dnie basenu – stromatolity bakteryjne.

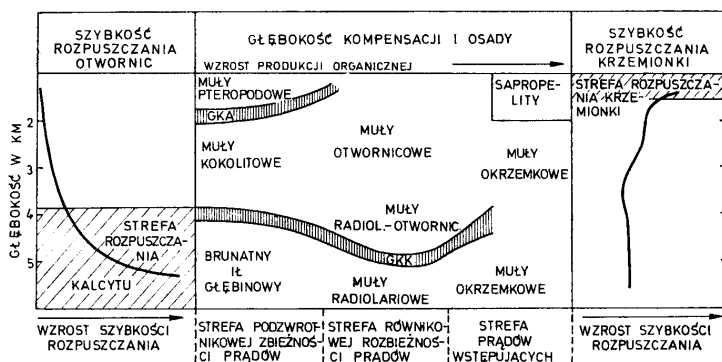
Rozmieszczenie osadów

Tendencja ogólna: spadek udziału materiału terygenicznego z rosnącą odległością od lądu i głównych dróg znośnienia osadu z lądu (Ryc. 60).



Ryc. 60. Zmiany facjalne osadów głębokomorskich ze wzrostem odległości od brzegów basenu (głównych dróg zasilania basenu osadem; z Einsele 1992, zmienione)

Strefy zdominowane osadem terygenicznym deponowanym przez masowe przemieszczenia osadu to skłony basenowe i ich podnóża. Są one wydzielane jako **głębokomorskie środowiska klastyczne** (Reading & Richards, 1994), albo jako strefy hemipelagiczne. Strefy zdominowane sedymentacją przez swobodne osiadanie materiału ze słupa wody to strefy położone z dala od lądów. Są one wydzielane jako **środowiska pelagiczne**. Środowiska pelagiczne znajdują się nieraz na głębokościach mniejszych niż 200 m (np. w morzach epikontynentalnych). Osady pelagiczne wykazują zróżnicowanie kontrolowane żyznością obszaru oraz głębokością dna (głębokością rozpuszczania węgla wapnia i krzemionki; (Ryc. 61).



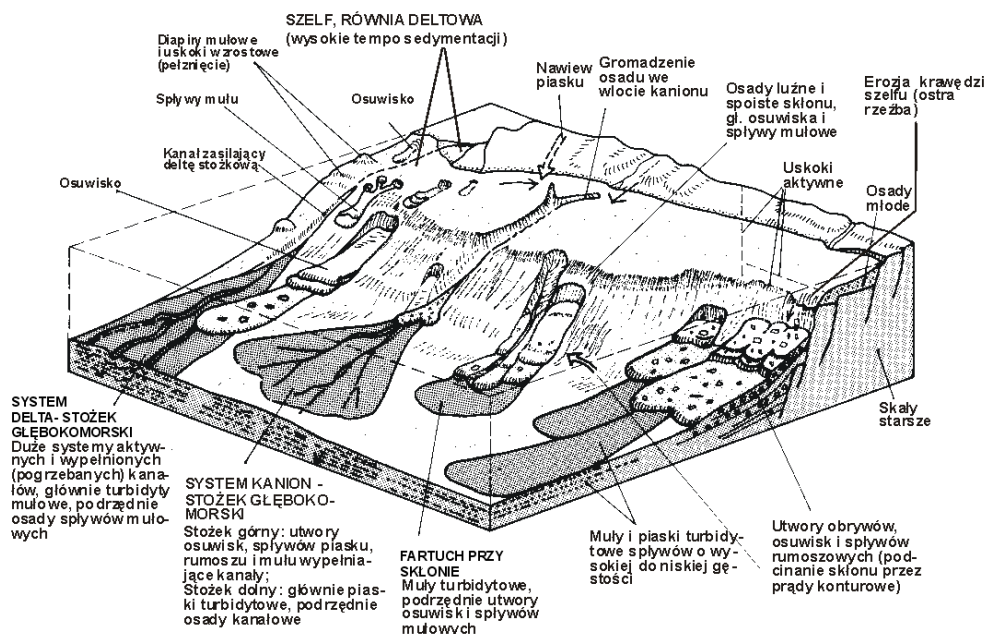
Ryc. 61. Rozmieszczenie morskich osadów biogenicznych w zależności od żyzności wód i głębokości dna (szybkości rozpuszczania węgla wapnia i krzemionki). GKA – głębokość kompensacji aragonitu, GKK – głębokość kompensacji kalcytu (CCD; z Gradziński et al. 1986)

GLEBOMORSKIE ŚRODOWISKA KLASTYCZNE

Klasyfikacja:

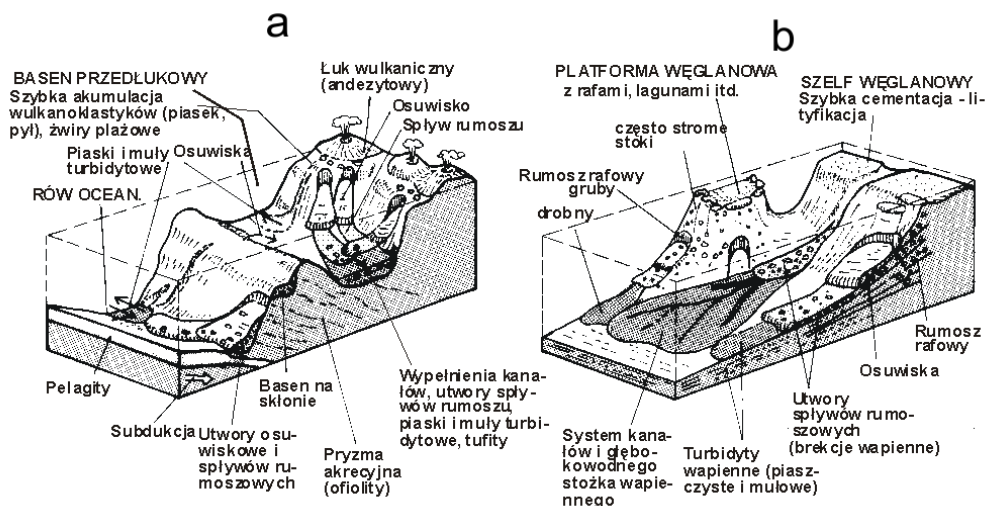
1. Zależnie od formy gromadzenia i genezy osadu (wg Stow i in. 1986; Ryc. 58):

- skłony basenowe (kontynentalne),
- stożki głębokomorskie,
- rampy głębokomorskie,
- fartuchy przyskłonowe,
- równie



basenowe.

Ryc. 62. Środowiska i procesy sedymentacyjne pasywnych wybrzeży kontynentów według Einsele (1992)



Ryc. 63. A. Środowiska i procesy sedymentacyjne u aktywnych wybrzeży kontynentów. B. Środowiska i procesy sedymentacyjne na obrzeżeniach szelfów zdominowanych sedymentacją węglanów. Według Einsele (1992)

Środowiska głębokomorskie klastyczne wykazują zróżnicowanie fizjografii, procesów i osadów zależnie od charakteru wybrzeża basenu w jakim są rozwinięte (Ryc. 62, 63). Rzeźba stożków, fartuchów i ramp zależy od rodzaju dostarczanego osadu (głównie żwir, piasek i żwir, głównie piasek, piasek i muł, głównie muł, patrz Reading & Richards, 1994).

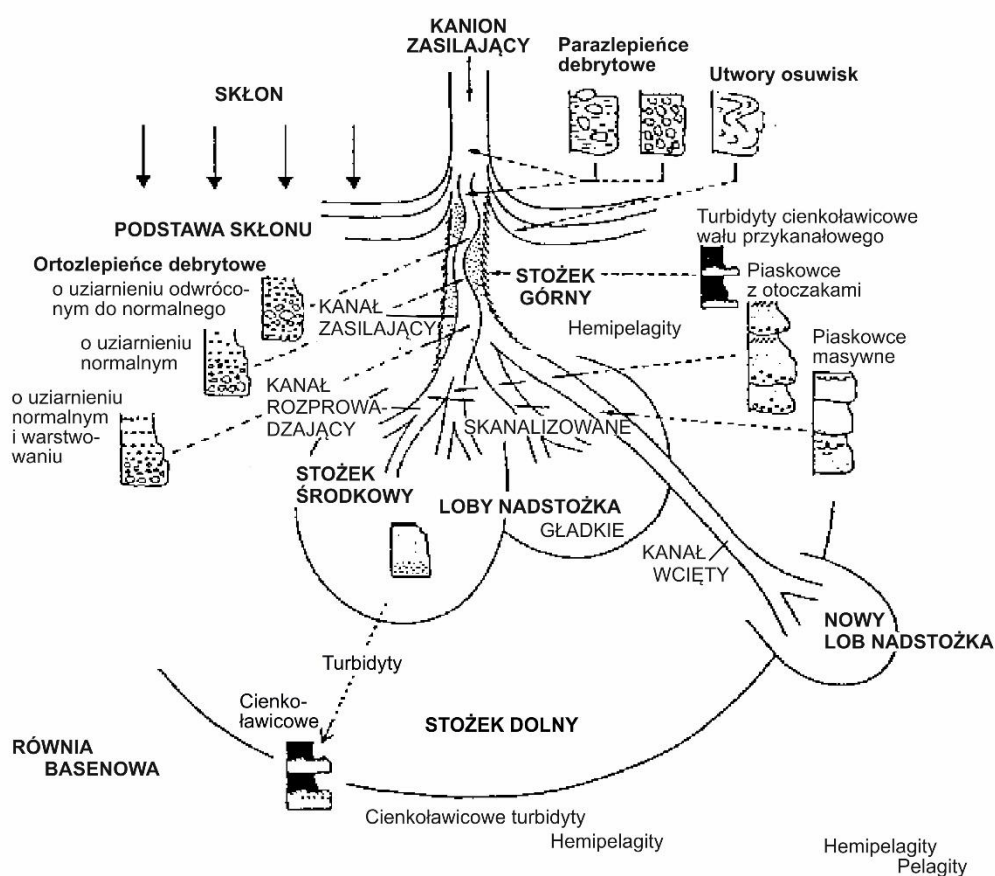
Skłony basenowe (skłony kontynentalne)

Są to najbardziej stromo nachylone obszary, płaskie oraz z nabrzmieniami osadowymi, pocięte kanionami i żlebami, obszary o najmniejszej stabilności osadów, zasilane osadem z szelfu oraz przenoszonym przez szelf osadem z ładu (Ryc. 71–73). Na skłonach inicjowane są ruchy masowe osadu. Osuwiska, ześlizgi oraz gęste spływy rumoszu docierają najliczniej do podnóża skłonu.

Osady skłonu: muły szare, niebieskie, brunatne, czarne, często ze strukturami deformacyjnymi, otulające miększe ciała zbudowane z brekcji, zlepieńców (olistostromy), często ze strukturami deformacyjnymi oraz gruboławicowych piaskowców masywnych, stanowiące wypełnienia kanionów i żlebów. Ciała osadów gruboklastycznych i zdeformowanych koncentrują się w utworach dolnych części skłonów.

Stożki głębokomorskie

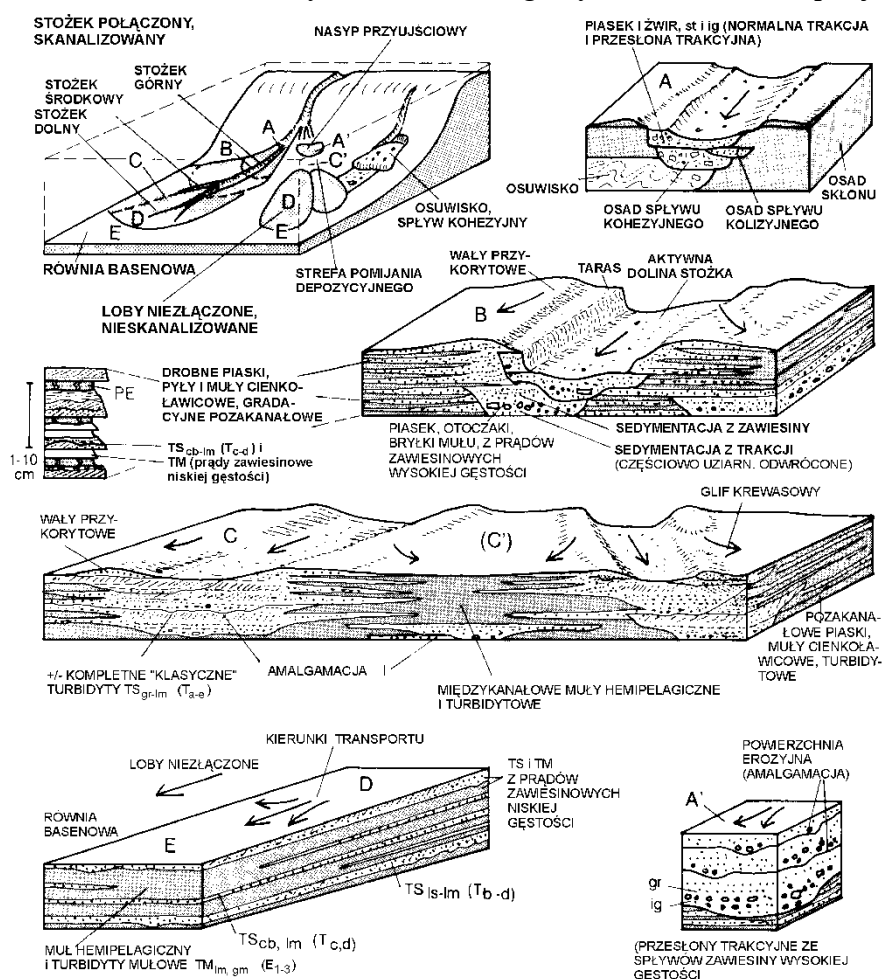
Są to nagromadzenia osadu rozwijające się od jednego punktu – wylotu kanionu, żlebu, zasilane z jednego źródła: delty rzecznej, subaeralnego stożka napływowego, jezora lodowcowego. Wykazują różną budowę (rzeźbę, osady) i sposoby sedymentacji w części górnej, środkowej i dolnej (Ryc. 64 – 66B). Stosownie do budowy wydziela się stożek górny, środkowy i dolny. Ponadto stożki głębokomorskie wykazują zróżnicowanie budowy zależnie od rodzaju dostarczanego materiału i geometrii basenu (patrz Reading & Richards, 1994).



Ryc. 64. Uogólniony model stożka głębokomorskiego i jego osadów (w oparciu o Walker, 1978)

Pod względem ukształtowania rzeźby stożki głębokomorskie dzielone się na trzy kategorie (wg Mutti 1985):

- stożki z kanałami nie połączonymi z lobami depozycyjnymi,
- stożki z kanałami połączonymi z lobami depozycyjnymi,
- stożki z kanałami otoczonymi wałami brzegowymi, bez lobów depozycyjnych.



Ryc. 65. Uogólnione ukształtowanie osadów stożka głębokomorskiego (w oparciu o Einsele, 1992)

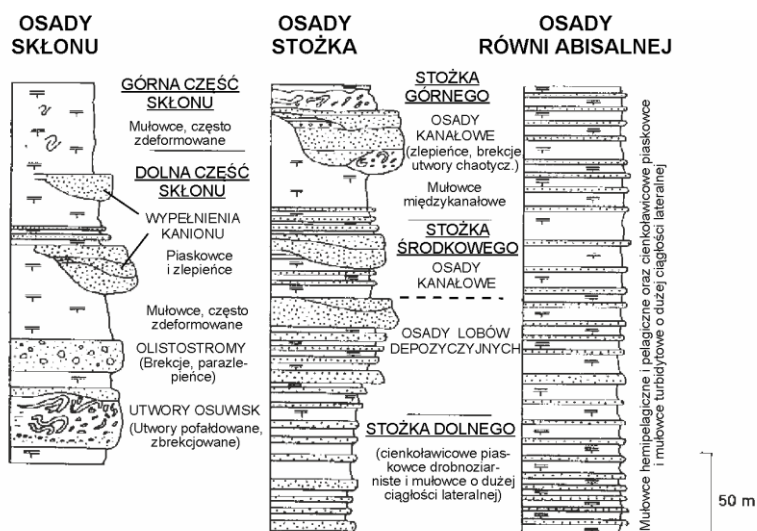


Fig. 66. Ogólny charakter osadów skłonu, stożka głębokomorskiego i równi abisalnej (równi basenowej) według Mutti & Ricci-Lucchi (z Gradziński i in. 1986, zmienione)

Fartuchy skłonu

Są to kliny osadu u podnóża skłonów basenowych, skłonów kontynentalnych, grzbietów oceanicznych, podmorskich gór, platform węglanowych, zasilane linijnie, wielopunktowo, m.in. pasy połączonych stożków podmorskich (Stow i in., 1996; Ryc. 59). Wykazują podobne ukształtowanie osadów, rzeźbę i procesy sedymentacyjne jak stożki głębokomorskie. Od stożków różnią się większą rozciągłością i lateralnym zróżnicowaniem pochodzenia osadu.

Rampy głębokomorskie

Są to kliny osadu występujące pomiędzy szelfem, lądem i równią basenową, obejmujące skłon kontynentalny i jego przedpole, zasilane z wielu źródeł (Reading & Richards, 1994; Ryc. 62; nie mylić z rampami węglanowymi). Duży udział mają w nich utwory osuwiskowe i osady spływów rumoszowych. Osady wykazują duże zróżnicowanie, lecz bez wyraźnych trendów, wzdłuż wybrzeży basenu.

Równie basenowe

Są to obszary o wyrównanej powierzchni, z pokrywą osadową zdominowaną cienkoławicowymi zawieszinowcami (turbidytami) o przewadze mułu hemipelagitów (Fig. 66C).

Wykazują zróżnicowanie zależnie od:

- składu osadu (siliciklastyki, węglany),
- powiązania z otoczeniem,
- geometrii pokrywy osadowej (progradacyjne, kopułowe, wstępujące, drapujące),
- głębokości względem CCD,
- zasilania osadem (zdominowane mułem, niedoalimentowane, zasilane piaskiem, nadalimentowane).

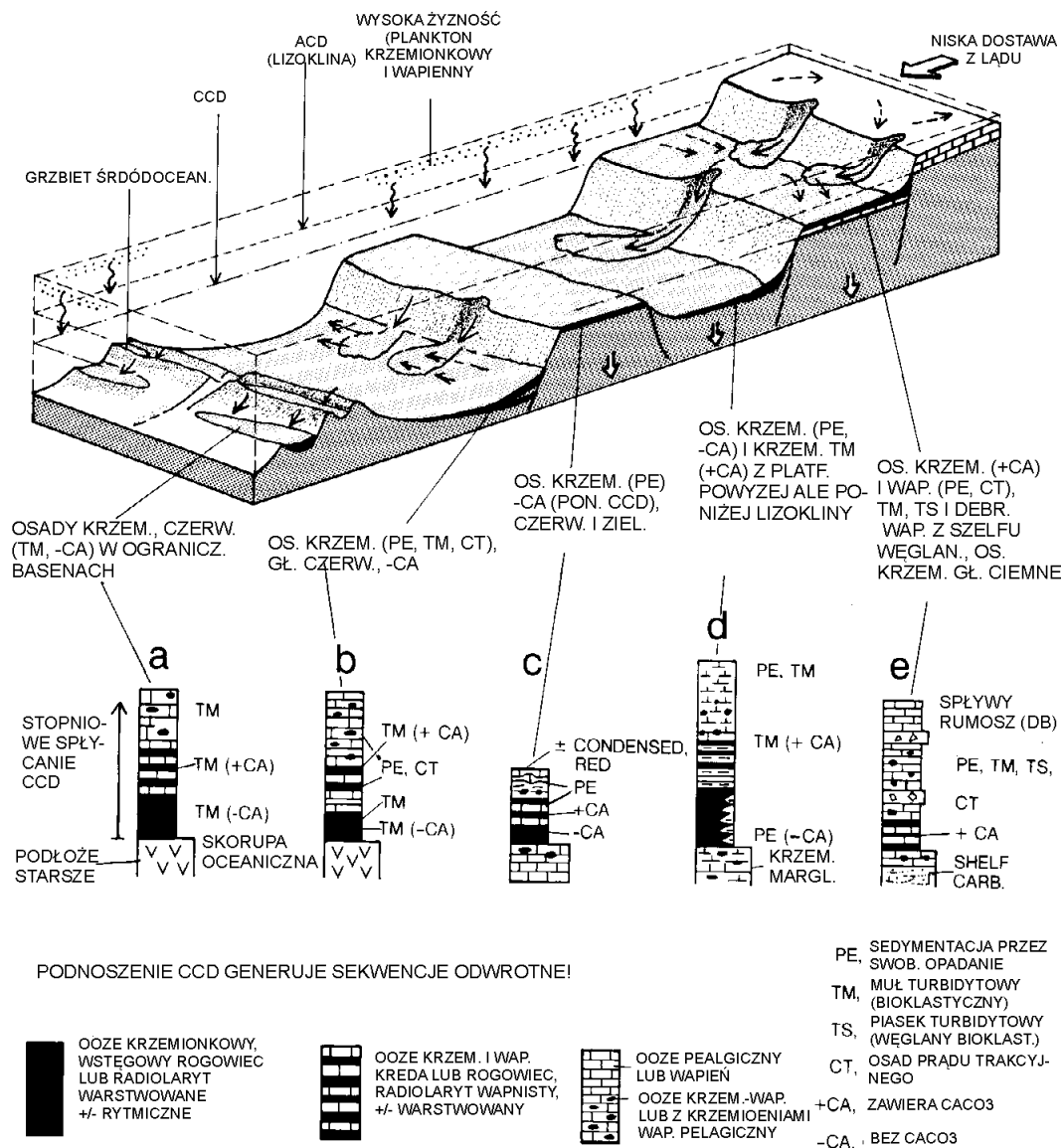
Równie basenowe głębokomorskich środowisk klastycznych przechodzą w dużych basenach w równie lub inne elementy rzeźby środowisk pelagicznych.

ŚRODOWISKA PELAGICZNE

Środowiskami pelagicznymi nazywane są środowiska zdominowane sedymentacją przez swobodne osiadanie materiału osadowego ze słupa wody (osadzanie „morskiego śniegu”, „wiecznego deszczu”, sedymentacja pelagiczna). Są to środowiska zlokalizowane z dala od głównych dróg roznoszenia materiału terygenicznego, obejmujące równie abisalne, rowy oceaniczne, grzbiety i plateau (płaskowyże) oceaniczne, podmorskie góry (Ryc. 58), niektóre obszary wybrzeży oceanów oraz morza epikontynentalne.

Osady środowisk pelagicznych to głównie osady drobnoziarniste (muły, margle, oozy; wapień, radiolaryty, diatomity), laminowane równolegle (wstęgowane) do grubo warstwowych. Laminacja i warstwowanie są głównie efektem czasowych zmian rodzaju osadzanego materiału, zmian stopnia natlenienia wód przydennych i klimatu (cykle Milankovicia). Laminacja bywa zacierana przez bioturbację. Występują tutaj zespoły ichnoskamieniałości ichnofacji *Nereites* i *Zoophycos*.

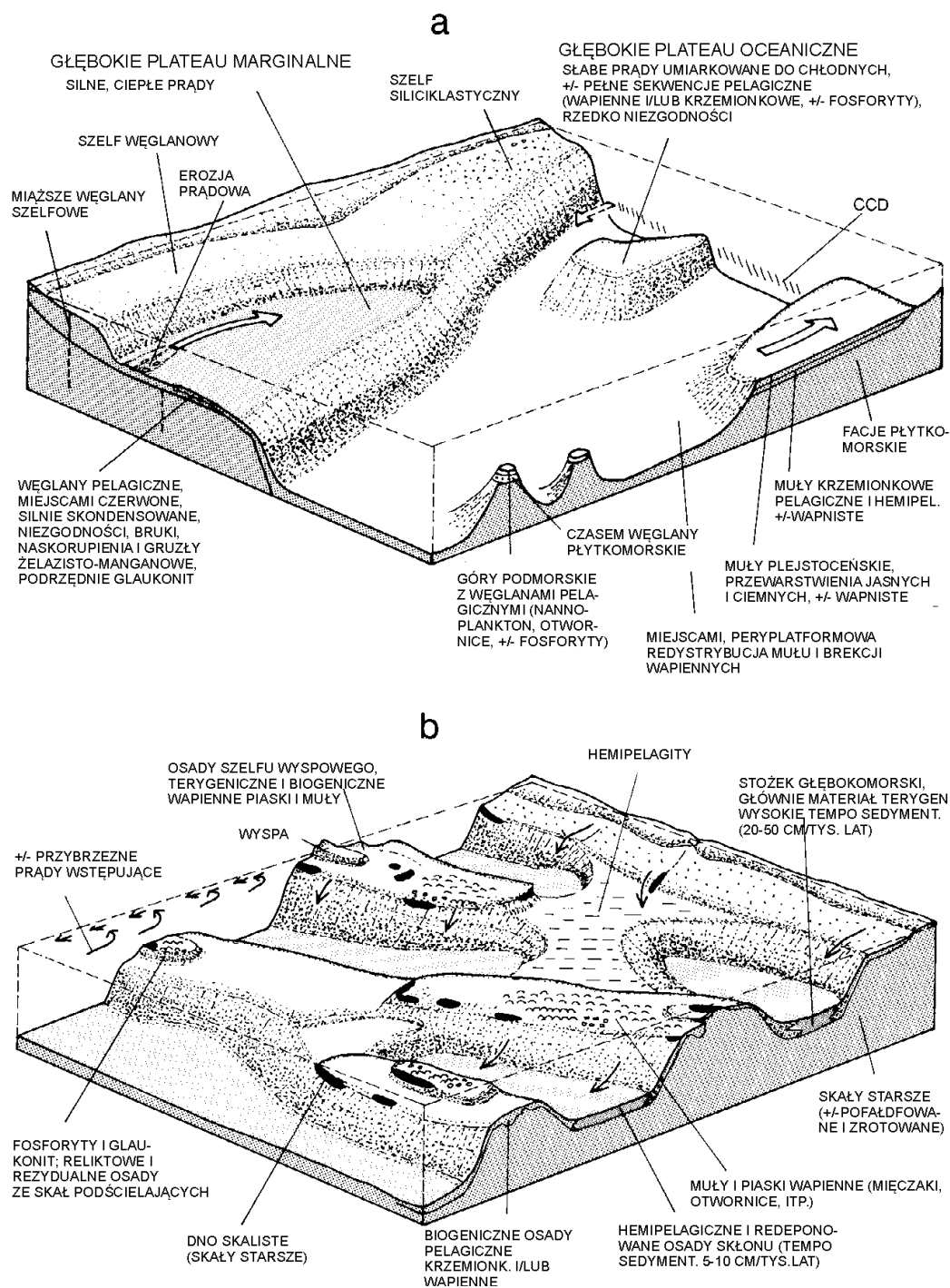
Pod względem składu mineralnego i teksturowego osady środowisk pelagicznych dzielone są na pelagity i hemipelagity. Podrzednym składnikiem są osady chemiczne (konkrecje żelazisto-manganowe, konkrecje fosforytowe), stromatolity bakteryjne, osady prądów dennych, w tym prądów konturowych, a także resedymenty. Osady pelagiczne tworzą



Ryc. 68. Osady krzemionkowe, m.in. radiolaryty, w wąskim, regionalnie żyznym basenie, obrzeżonym szerokim, blokowo zuskokowanym wybrzeżem kontynentu (np. dawną platformą węglanową). Zwróć uwagę na zróżnicowanie radiolarytów (osadzanych „pelagicznie”, osadzanych przez prądy zawieszinowe, przemytych przez prądy, z lub bez materiału węglanowego) zależnie od ukształtowania dna basenu oraz położenia CCD i lizokliny kalcytowej (LCD). **a-e** – pionowe zmiany litologiczne wywoływane przez obniżenie CCD (podniesienie CCD zapisuje się odwrotną sukcesją osadów (z Einsele 1992).

Na obszarach o niskiej produktywności pierwotnej osadzają się czerwone i brązowe iły głębinowe, tworzone głównie przez illit i montmorylonit, podrzędnie kaolinit, chloryt, tlenki i wodorotlenki Fe-Mn (skupienia konkrecyjne), zeolity, pałygorskit, sferule pyłu kosmicznego. Konkrecje Fe-Mn towarzyszą najczęściej czerwonym i brązowym ilom głębinowym. Konkrecje takie występują na obszarach o najwolniejszym i zerowym tempie sedymentacji ze słupa wody.

Wyróżnikiem osadów pelagicznych deponowanych na **grzbietach wulkanicznych** jest ich zaleganie na utworach wulkanizmu podmorskiego. Na **aktywnych grzbietach spreadingu** osady pelagiczne zalegają na **bazalnym osadzie żelazistym** wyróżniającym się wzbogaceniem w Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U, Hg, As, B iubożeniem w Al, Ti i SiO₂.



Ryc. 69. a – osady głębokomorskich plateau (płaskowyży) o różnych warunkach środowiskowych (temperatura, cyrkulacja wody, dostawa nutrientów) według Einsele 1992. **b** – osady rozczłonkowanego szelfu typu wybrzeży Kalifornii, z basenami i wyniesieniami o różnej głębokości poniżej poziomu morza (wg Einsele 1992). Zauważ, że pokazane są tylko osady najmłodsze, takie, które ciągle mogą znajdować się pod wpływem niskiego poziomu morza i czasowych zmian w natężeniu przybrzeżnych prądów wstępujących. Osady starsze mogą być silnie dotknięte przez pionowe ruch skorupy wywołujące niezgodności, wyklinowania niektórych warstw oraz fartuchy osuwiskowe o różnej wielkości i położeniu u podnóżu skłonów.

Na **wybrzeżach kontynentów** środowisko pelagiczne występuje na wzniesieniach i w basenach o znikomym dopływie materiału terygenicznego. Osady pelagiczne spoczywają tam często na płytkomorskich osadach platform węglanowych (np. Blake Plateau na N od Bahamów). Osady pelagiczne przekładają się z hemipelagicznymi, konturytami oraz resedymentami, często z rytmicznością cykli Milankowicia. Na wzniesieniach często występują

osady skondensowane (mała miąższość długi czas sedymentacji), np. wapienie gruzłowe, bulaste z poziomami twardych den.

Z zapisów kopalnych znane jest **epikontynentalne środowisko pelagiczne**. Najlepsze przykłady to jura górna i kreda górna peryalpidzkiej Europy Środkowej i Zachodniej. Kreda górna Europy peryalpidzkiej, szczególnie Europy północno-zachodniej, reprezentowana przez osady wapieni kredowatych, o cechach wskazujących na sedymentację na głębokościach od 50 do kilkuset metrów.

ŚRODOWISKO GLACJALNE I PROGLACJALNE

Środowisko sedymentacji materiału wytapianego z lodowca na lądzie lub w wodzie, materiału wytopiskowego przemieszczanego ruchami masowymi (grawitacyjnie) oraz materiału niesionego przez wody wytopiskowe (sedymentacja fluwioglacjalna, limnoglacjalna, talassoglacjalna; Ryc. 70) na lodowcu, pod nim i u jego czoła (**środowisko glacjalne**) oraz na przedpolu lodowca (**środowisko proglacjalne**).

Osady deponowane poprzez wytapianie z lodowca na lądzie to **osady morenowe**. Są to osady niesortowane i słabo wysortowane. Osady wytopione z lodowca osadzone w wodzie (fluwioglacjalne, talassoglacjalne, limnoglacjalne) to osady różnie warstwowane, o wysortowaniu złym do dobrego.

Tab. III. Podziały osadów glacjalnych

według Boultona (1972)		według Flinta (1971)
Osad nadlodowcowy	Spływowy osad morenowy	Ablacyjny osad morenowy
	Wytopiskowy osad morenowy	
Osad podlodowcowy	Wytopiskowy osad morenowy	Bazalny osad morenowy
	Bazalny osad morenowy	

Bazalny osad morenowy to osad gromadzony pod lodowcem, podlegający deformacjom pod naciskiem przemieszczającego się po nim lodowca.

Pod względem petrograficznym osady morenowe to diamiktyty, mikstyty. Przedkenozoiczne osady morenowe zwarte, nazywane są **tillitami**.

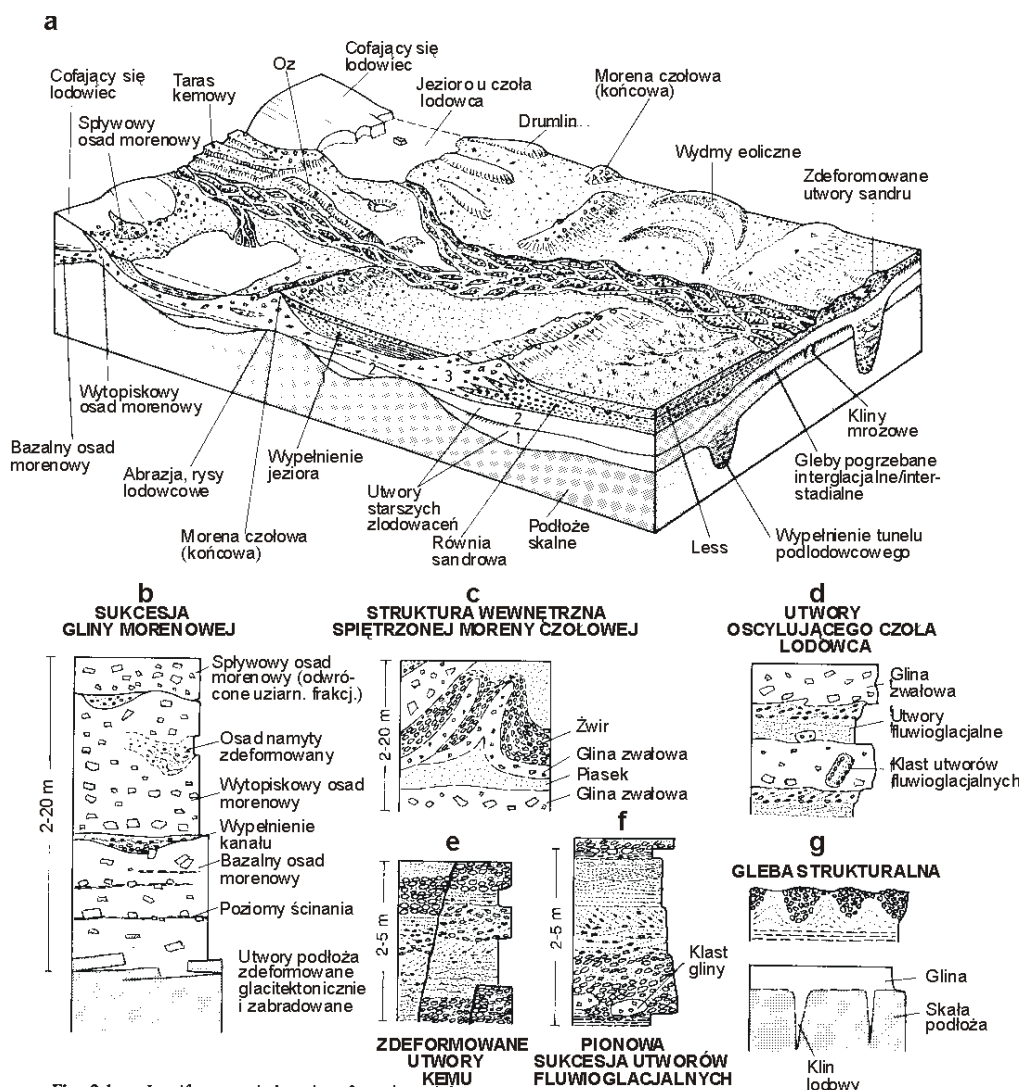
Tab. IV. Rodzaje moren – form akumulacji osadu wytopiskowego:

- morena czołowa,	Łądolody i lodowce dolinne
- morena denna,	
- morena boczna,	Lodowce dolinne
- morena środkowa	

Aeralne topnienie lodowca pozostawia **platy martwego lodu** pokryte osadem wytopiskowym o bardzo nierównej powierzchni.

Nagromadzenia utworów wytopiskowych, składających się z nakładających się na siebie, zdeformowanych ciał, powstałych w efekcie nasunięcia przez czoło postępującego lodowca to **morena spiętrzona**.

Niskie, owalne wzgórza o długości kilkadziesiąt – kilkaset metrów, wydłużone z kierunkiem ruchu lodowca, o zboczu odlodowcowym stronszym, zbudowane z osadów wytopiskowych i fluwioglacjalnych, to **drumliny**. Powstają z osadu subglacialnego, pod wpływem nacisku lodu, detersji oraz akcji wód roztopowych.



Ryc. 70. a - Formy ukształtowania terenu oraz osady lądolodu; 1, 2, 3 – sukcesja osadów trzech zlodowaceń przedzielonych osadami interglacialów (z poziomami gleb). Utwory zlodowaceń starszych zachowane szczątkowo. b–g – typowe profile utworów glacialnych (z Einsele 1992)

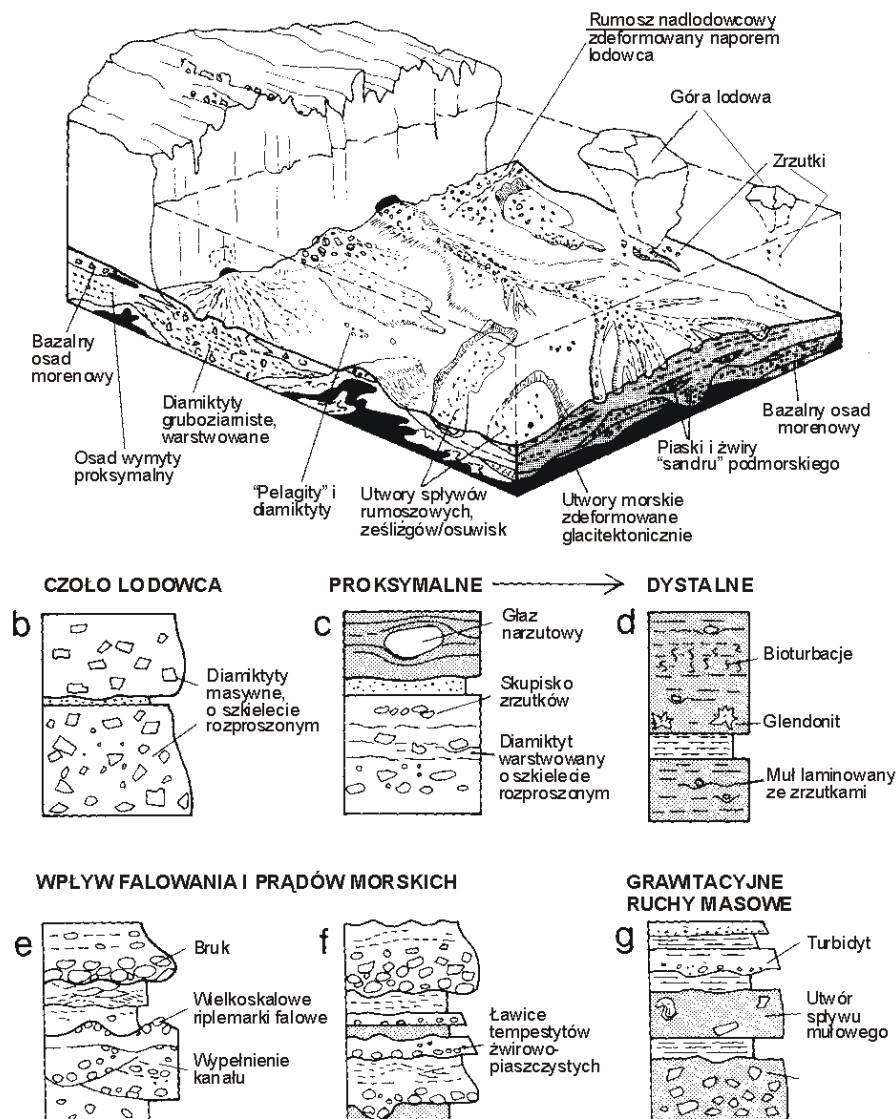
Formy akumulacji osadów fluwioglacjalnych i ich cechy:

Ozy (eskers) to piaszczysto-żwirowe, zwykle kręte, wąskie wały o wysokości kilku do kilkudziesięciu metrów, długości kilku do kilkudziesięciu kilometrów, o stromych zboczach i krętym grzbiecie (Ryc. 70a), zbudowane z piasków i żwirów osadzonych przez wody wytopiskowe, w szczelinie lub w tunelu w lodowcu.

Kemy to garby, wały, pagóry o wysokości kilku do kilkudziesięciu metrów, średnicy do kilkuset metrów, o stromych zboczach, zbudowane z piasku, żwiru, pyłu, na ogół

o warstwowaniu płaskim, uformowane z osadu złożonego w obniżeniach w obrębie lodowca albo pomiędzy jezorami lodowcowymi (Ryc. 70a, e).

Sandry to płaskie, rozległe stożki napływowe zbudowane z materiału piaszczysto żwirowego, formowane przez rzeki proglacjalne, zwykle od wylotu bramy lodowcowej (Ryc. 70a).



Ryc. 71. Środowisko czoła lodowca uchodzącego do morza (a) oraz powstające tam osady (b–g). Napierający lodowiec może deformować utwory podłoża, wymywać je i odkładać na przedpolu. Materiał piaszczysty i żwirowy odkładany jest na podmorskich stożkach napływowych – podmorskich sandrach, zaś materiał drobnodziarnisty, wynoszony w zawieszynie, osadzany jest dalej, tworząc muły. Rumiesz nadlodowcowy opada wzdłuż czoła lodowca, a także wynoszony jest w górach lodowych i zrzucany po drodze dryfu gór. Proksymalne, masywne diamiktyty podmorskie (b) przechodzą dalej od czoła lodowca w diamiktyty warstwowane (c) oraz w rytmicznie laminowane muły ze zrzutkami (d). Efektem przeróbki i redepozycji tych utworów jest bruk oraz duże ripplemarki grubopiaszczyste (e), tempestryty proksymalne (f) oraz różne utwory masowego przemieszczania osadu (g) (z Einsele, 1992)

Połączone sandry tworzą **równiny sandrowe**. Osady sandrów, równin sandrowych to **osady proglacjalne**.

Osady limnoglacjalne: osady żwirowe do ilastych, warstwowane; w łąkach i mułach laminacja warwowa.

Osady talassoglacjalne: osady żwirowe (zwykle mikstyty) do ilastych, chaotyczne do warstwowanych, osady wytopiskowe i osady spływów masowych (m.in. turbidyty) z różnym udziałem skamieniałości organizmów morskich (Ryc. 71).