

Materiały pomocnicze do wykładów z sedymentologii (tekst) – cz. 1 (zarys problematyki) opracowano dla celów dydaktycznych na podstawie wybranej literatury. Figury ilustrujące przedstawione zagadnienia dostępne są w cytowanej literaturze oraz w czasie prezentacji na wykładach. Prawy margines pozostawiono dla notatek własnych.

Spis treści

LITERATURA	2
WSTĘP	3
I. ŹRÓDŁA ENERGII PROCESÓW NA ZIEMI	5
II. PROCESY GEOLOGICZNE	5
III. PROCESY SEDYMENTACYJNE	6
IV. MATERIAŁ SKAŁ OSADOWYCH	7
V. TYPY OSADÓW	7
VI. KLASYFIKACJA PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH	8
VII. CZYNNIKI ŚRODOWISKOWE	9
VIII. ENERGIA PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH	9
IX. ZALEŻNOŚĆ PROCESÓW SEDYMENTACJI OD DIASTROFIZMU	10
X. WPŁYW KLIMATU NA SEDYMENTACJĘ	11
XI. ZNACZENIE BIOSFERY W SEDYMENTACJI	11
XII. PARAMETRY FIZYCZNE I CHEMICZNE SEDYMENTACJI	11
XIII. CZAS A SEDYMENTACJA	12
XIV. SEDYMENTOLOGICZNE KIERUNKI BADAWCZE	13
XV. MODELOWANIE PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH	13
XVI. TRANSPORT MATERIAŁU ZIARNOWEGO	14
XVII. TEKSTURALNE CECHY OSADÓW	23
XVIII. SRUKTURY SEDYMENTACYJNE	31
XIX. ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE	46

LITERATURA

- Alen P.A., 2000. Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Allen J.R.L., 1985. Principles of Physical Sedimentology. Wyd. Allen & Unwin, London, 1-272.
- Allen P.A. & Allen J.R., 2005. Basin Analysis: Principles and Applications, Blackwell Publishing Ltd, 1-549.
- Boggs S.Jr., 1992. Petrology of Sedimentary Rocks. Macmillan Publishing Company, New York, 1-707
- Davies G.F., 1999. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection. Cambridge University Press, 1-458.
- Ghibaudo G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. Sedimentology, 39: 423-454.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A. & Unrug R., 1986. Zarys Sedymentologii, Wyd. Geol., Warszawa, 1-628.
- Prothero D.R. & Schwab F., 1996. Sedimentary Geology, W. H. Freeman and Company, New York.
- Reading H.G. (ed.) 1996. Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy, Wyd. Blackwell Science, London, 1-688.
- Reading H. G. & Richards M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. Bull. Am. Assoc. Petrol., 78, 5, 792-822.
- Ricchi Lucchi F., 1995. Sedimentografica: a photographic atlas of sedimentary structures, Columbia University Press, New York, 1-255.
- Selley R.C., 2000. Applied Sedimentology. Academic Press. 1-523.
- Shanmugam G., 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, Elsevier, 1-476.
- Słomka T., 1995. Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. Prace Geol. PAN, 139: 7-132. Kraków.
- Stanley S.M., 2002. Historia Ziemi, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Strzeboński P., 2005. Debryty kohezyjne warstw istebniańskich (senon górny –paleocen) na zachód od Skawy. Kwartalnik AGH Geologia, 31, 2, 201-224.
- Strzeboński P., 2007. Kaskady rodła atrakcją geoturystyczną Beskidu Śląskiego. Geoturystyka 1 (8), kraków, 21-28.
- Van Andel T.H., 2001. Nowe spojrzenie na starą planetę - zmienne oblicze Ziemi. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa

WSTĘP

Sedymentologia – nauka o skałach osadowych. Zajmuje się opisem, klasyfikacją i genezą osadów nie skonsolidowanych i zwięzłych. Bada m. in.:

- **procesy sedymentacyjne,**
- **budowę osadów,**
- **środowiska sedymentacyjne.**

Procesy sedymentacyjne – procesy fizyczne, chemiczne, biogeniczne i biochemiczne, prowadzące do powstawania osadów.

Budowa skał osadowych – obejmuje teksturalne cechy osadów oraz struktury sedymentacyjne.

Środowiska sedymentacyjne – miejsca (obszary), w których odbywają się procesy sedymentacyjne (np.: rzeki, oceany, pustynie itp.).

Sedymentologia wykazuje związki m. in. z:

- **biologią (paleoekologia, środowiska),**
- **chemią (wietrzenie, diagenеза),**
- **fizyką (erozja, transport, depozycja).**

W rozpoznawaniu i rekonstrukcji **kopalnych środowisk sedymentacyjnych**, w których procesy sedymentacyjne odbywały się przed „milionami” lat pomaga (pomimo wielu ograniczeń) **metoda aktualistyczna (aktualizm geologiczny)**.

Zgodnie z ideą metody aktualistycznej – wszystkie procesy zachodzące obecnie na Ziemi zachodziły także w przeszłości, czyli „teraźniejszość może być kluczem do przeszłości”.

Poznanie współczesnych procesów geologicznych pomaga w rozpoznawaniu ich w zapisie geologicznym. Np. **riplemarki** (struktury sedymentacyjne depozycyjne; str. 34 opr.) wieku np. 100 mln lat, tworzyły się pod wpływem zbliżonych procesów i w podobnych warunkach jakie panują współcześnie podczas powstawania takich struktur.

Głównym celem badania kopalnych środowisk sedymentacyjnych jest rekonstrukcja geografii minionych okresów (**paleogeografii***), **procesów sedymentacyjnych** oraz **klimatu**.

***Paleogeografia** – nauka zajmująca się rekonstrukcją rozmieszczenia lądów i mórz w poszczególnych okresach dziejów Ziemi.

Zapis sedymentologiczny w postaci osadów ujawnia stosunkowo dokładny obraz kopalnych środowisk sedymentacyjnych.

Sedymetologia stosowana – dział geologii stosowanej zajmujący się praktycznym zastosowaniem wiedzy sedymetologii akademickiej m.in. w poszukiwaniu, rozpoznawaniu i eksploatacji:

- ropy naftowej,
- gazu ziemnego,
- węgla,
- surowców chemicznych (sole, gipsy),
- surowców skalnych,
- wody.

Badania sedymetologiczne wykorzystywane są w takich naukach jak:

- geologia dynamiczna,
- geologia historyczna (w szczególności w stratygrafii i paleogeografii),
- geofizyka,
- klimatologia,
- geoturystyka (opis sedymetologiczny obiektów geoturystycznych).

I ŹRÓDŁA ENERGII PROCESÓW NA ZIEMI

1. Energia Układu Słonecznego

1.1. Grawitacja

1.1.1. Księżyc (przyływy i odpływy wód oceanicznych =pływy)

1.2. Promieniowanie cieplne

1.2.1. Słońce (cyrkulacja powietrza, obieg wody, biosfera, procesy egzogeniczne)

2. Energia wewnętrzna Ziemi

2.1. Grawitacja (transport, sedymentacja)

2.2. Ciepło (pierwotne, rozpad pierwiastków promieniotwórczych, konwekcja, procesy endogeniczne)

II PROCESY GEOLOGICZNE

Procesy geologiczne prowadzą do przeobrażeń fizycznych i/lub chemicznych wewnątrz skorupy ziemskiej (wywołane czynnikami wewnętrznymi) oraz na jej powierzchni (oddziaływanie czynników zewnętrznych).

1. Procesy geologiczne **endogeniczne** (wewnętrzne) – diastrofizm: ruchy pionowe i poziome kier litosferycznych, deformacje na krawędziach kier powodowane ich kolizją, plutonizm i wulkanizm (=magmatyzm), metamorfizm, trzęsienia ziemi.

1.1. Twórcze – tworzenie się gór, powstawanie basenów sedymentacyjnych.

1.2. Niszczące – rozpad kontynentów, zamykanie basenów sedymentacyjnych.

2. Procesy geologiczne **egzogeniczne** (zewnętrzne) – działalność rzek, wiatrów, lodowców, pływów, prądów i fal morskich, organizmów itp.

2.1. Twórcze – sedymentacja (gromadzenie osadów w wyniku deponowania materiału okruchowego, działalności organizmów, wytrącania z roztworu wodnego).

2.2. Niszczące – wietrzenie + erozja + transport =denudacja.

Denudacja +sedymentacja = wyrównywanie powierzchni Ziemi (=gradacja)

Ukształtowanie powierzchni Ziemi jest wypadkową działania procesów endo- i egzogenicznych, które w zasadniczy sposób wpływają na sedymentację.

III PROCESY SEDYMENTACYJNE

Ciąg procesów fizycznych, chemicznych, biogenicznych i/lub biochemicznych prowadzących do powstania skały osadowej rozpoczyna się od wietrzenia i erozji skał starszych (zarówno skał krystalicznych – magmowych i metamorficznych jak i starszych skał osadowych).

Wietrzenie fizyczne (=w. mechaniczne) prowadzi do rozpadu skał na bloki – **dezintegracja blokowa**, okruchy i pojedyncze ziarna mineralne – **dezintegracja granularna** (=rozpad ziarnisty). Zwykle większość powstałego materiału okruchowego jest erodowana i podlega transportowi (z wyjątkiem **regolitów** – produktów wietrzenia in situ) m.in. powierzchniowym ruchom masowym (np. osuwiska), transportowi wodnemu, powietrznemu, lodowcowemu, by w końcu ulec **depozycji** (=osadzeniu, =akumulacji) w **basenie sedymentacyjnym** lądowym lub morskim – **etap sedymentogenezy (syngenezy)**.

Osadzenie materiału + ponowne jego uruchomienie =redepozycja (resedymencja) (materiał na tzw. wtórnym złożu).

Etap diagenety – w basenie sedymentacyjnym rozpoczyna się zespół **procesów diagenetycznych** związanych na ogół z pogrzebaniem osadu pod coraz to nowymi warstwami i związanym z tym odcięciem pierwotnego osadu od wpływu powierzchniowych czynników środowiskowych (np.: **kompakcja, cementacja**) prowadzących do przeobrażenia się okruchowej skały luźnej w zwięzłą (**lityfikacja**) np.: piasek w piaskowiec. W ten sposób powstają zwięzłe **skały terygeniczne**.

Część materiału osadowego w czasie **wietrzenia chemicznego** przechodzi do roztworu wodnego, z którego w odpowiednich warunkach krystalizują nowe minerały – **minerały autogeniczne** i powstają nowe skały – **skały hydrogeniczne** („chemiczne”).

Rozpuszczony materiał osadowy częściowo wykorzystywany jest do budowy tkanek i szkieletów organizmów, które po obumarciu staną się materiałem sedymentacyjnym tworzącym **skały biogeniczne**.

Etap katagenety (epigenety) – utworzona skała może podlegać przemianie np.:

- zmianie składu chemicznego w wyniku dostarczenia dodatkowych nowych jonów (dolomitacja wapieni; dolomity epigenetyczne),
- rekrytalizacji spoiwa (wapienie mikrytowe przechodzą w wapienie krystaliczne, piaskowce w piaskowce kwarcytowe), z tym że nie są to jeszcze przeobrażenia metamorficzne.

Procesy sedymentacyjne są silnie uzależnione od:

- **czynników środowiskowych,**
- **energii,**
- **diastrofizmu,**
- **klimatu,**
- **oraz czasu.**

Elementy te decydują o natężeniu procesów wietrzenia, erozji, transportu, depozycji i diagenety osadów oraz w sposób nadrzędny determinują ich cechy: (ilość materiału i jego jakość czyli rodzaj).

IV MATERIAŁ SKAŁ OSADOWYCH

Większość skał osadowych zbudowana jest z materiału (ziaren w szerokim znaczeniu) należących do kilku kategorii:

1. **Klasty (okruchy** – fragmenty powstałe w wyniku procesów niszczenia): **litoklasty** – materiał pochodzący z wietrzenia i erozji skał starszych (**intraklasty i ekstraklasty**), **piroklasty** – materiał pochodzenia wulkanicznego, **materiał kosmiczny**; (klasty tworzą tzw. **osady litogeniczne**).
2. **Kryształy** wytracone z roztworu wodnego na drodze fizykochemicznej; (**osady hydrogeniczne**).
3. **Materiał biogeniczny (zoogeniczny i fitogeniczny)**: ziarna zmineralizowanych szkieletów i organicznych tkanek (**bioklasty**), oraz organizmy tworzące masywne konstrukcje rafowe i biohermowe; (**osady biogeniczne**).
4. **Materiał biochemiczny; (osady biochemiczne)**

Składnikiem osadu są także **roztwory porowe** (podlegają krystalizacji w czasie diagenety, = cementacja).

Materiał ziarnowy może mieć pochodzenie zewnętrzne (**allochtoniczny, minerały allo-geniczne**) lub wewnętrzne (**autochtoniczny, min. autogeniczne**) w stosunku do basenu sedymentacyjnego, w którym się gromadzi (patrz: składniki osadów i ich pochodzenie, Graziński et al., 1986. Zarys Sedymetologii, ryc. 1-3, str. 18).

V TYPY OSADÓW

1. **Litogeniczne** (skały okruchowe =klastyczne =detrytyczne) – np.: sk. terygeniczne, piroklastyczne, regolity.
2. **Hydrogeniczne** („chemiczne”) – np.: skały węglanowe hydrogeniczne (wapienie mikrytowe, kreda jeziorna, ooidy wapienne), ewaporaty (sole, gipsy), skały krzemionkowe hydrogeniczne (martwice krzemionkowe, gejzeryty, krzemienie i czerty).
3. **Biogeniczne (organogeniczne)** – np.: skały węglanowe biogeniczne (wapienie rafowe, kreda pisząca, wapienie krynoidowe), skały krzemionkowe biogeniczne (diatomity, radiolaryty, spongiolity), kaustobiolity (węgle, bituminy).
4. **Biochemiczne** – np.: skały węglanowe biochemiczne (stromatolity, onkoidy).

Osady są z reguły akumulowane w czasie oddzielnych **epizodów depozycyjnych**, prowadzących do powstania **tabularnych** ciał skalnych określanych jako **warstwa** (opis.: strop, spąg, miąższość). Ze względu na różnice chem. i/lub wielkości składników ziarnowych ławice mają tendencję do zachowywania odrębności. Dla większości skał osadowych charakterystyczne jest tzw. **warstwowanie (= ulawienie = stratyfikacja)**. W rezultacie skały odsłonięte na powierzchni Ziemi (ogłądane w przekroju poprzecznym) często mają schodkowy wygląd podkreślający dodatkowo różnice w twardości, a więc w odporności na wietrzenie.

Powierzchnie kontynentów składają się w 80% z warstwy skał osadowych leżących na skałach krystalicznego podłoża (sk. magmowe i metamorficzne):

60% - mułowce i iłowce (potocznie łupki, zbudowane głównie z minerałów ilastych i kwarcu)

20% - węglany (wapienie, dolomity, syderyty)

15% - piaskowce, zlepieńce

5% - ewaporaty

VI KLASYFIKACJA PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH

(prowadzących do powstania skał osadowych)

1. Długotrwałe i ciągle – procesy sedymentacyjne normalne (przepływ wody w rzece, falowanie, sedymentacja pelagiczna); przeważająca część osadów, zwykle osady dominujące, depozycja powolna.

2. Krótkotrwałe – procesy sedymentacyjne katastroficzne.

2a. Krótkotrwałe i pulsacyjne – procesy sedymentacyjne katastroficzne powtarzalne (sztorm, powódź, masowe wymieranie, wielkoskalowe osuwiska, spływy grawitacyjne); zwykle rzadkie, ale mogą przeważać objętościowo w profilu, szybka sedymentacja.

2b. Krótkotrwałe i epizodyczne – procesy sedymentacyjne katastroficzne wyjątkowe (wybuchy wulkanów - bentonit, sk. piroklastyczne; wielkie, globalne wymierania), bardzo rzadkie, incydentalne, pojedyncze wkładki, szybka sedymentacja.

W osadach często zapisany jest tylko ułamek ogólnego czasu w którym trwała sedymentacja (dzięki erozji oraz okresom braku depozycji =tzw. nie depozycji).

VII CZYNNIKI ŚRODOWISKOWE

Procesy sedymentacyjne i w efekcie rodzaje skał osadowych zależą od tzw. czynników środowiskowych:

1. **Materiał osadowy** (por. materiał skał osadowych).
2. **Energia środowiska** (energia wnętrza Ziemi - grawitacja, diastrofizm, energia cieplna słońca - przemieszczanie się wód i powietrza, działalność biosfery, energia wiązań chemicznych).
3. **Geometria środowiska sedymentacyjnego** (kształt, rozmiar, wysokość nad poziomem morza lub **batymetria** = głębokość oraz kierunki prądów – wodnych i wiatrów, a także parametry geometryczne tworzących się ciał skalnych – **litosomów**).
4. **Działalność biosfery** (materiał biogeniczny, wpływ na warunki fiz. i chem. środowiska, mechaniczne wiązanie lub przerabianie osadu), (przechwytywanie osadu, stabilizacja osadu, biochemiczne wytrącanie substancji mineralnej).

5. Czas

VIII ENERGIA PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH

Czynniki energetyczne wpływające na **Procesy sedymentacyjne**:

1. **Grawitacja** (umożliwia transport i sedymentację materiału ziarnowego), ma decydujące znaczenie ze względu na możliwość rozprowadzania materiału osadowego, pływy.

2. **Energia wewnętrzna Ziemi** (diastrofizm dynamicznie kształtuje rzeźbę powierzchni lądów i den oceanicznych (tektonika kier globalnych) wpływając na rodzaj zachodzących PS i na same środowiska, a w konsekwencji na tworzące się osady. Poprzez magmatyzm i metamorfizm wpływa na rodzaj dostarczanego materiału osadowego (skały kwaśne, obojętne, zasadowe i ultrazasadowe), wpływa na klimat (krążenie wody, wietrzenie).

3. **Energia promieniowania ciepłego Słońca** (wytwarza gradienty temp. i ciśnienia w atmosferze i hydrosferze przyczyniając się do cyrkulacji mas powietrza i wody), ma podst. znac. dla rozwoju biosfery, klimat poprzez wietrzenie wpływa na jakość i ilość materiału osadowego, kształtuje typ środowiska.

4. **Energia wiązań chemicznych** jest przyczyną powstawania osadów hydrogenicznych, odgrywa rolę w procesach **diagenety**, **mineralizacji związków organicznych** (patrz. Gradziński et al., 1986. Zarys Sedymetologii, ryc. 1-2, str. 16).

Mineralizacja związków organicznych – procesy gnicia, fermentacji i butwienia, przebiegające przy udziale bakterii, grzybów i drożdży, prowadzące do rozkładu substancji organicznych.

Intensywność procesów sedymentacyjnych i ich skutki nie zawsze są proporcjonalne do wywołujących je sił. Przykładem są tzw. **układy spustowe** (Gradziński et al., 1986. Zarys Sedymetologii, str. 187), w których mechaniczny bodziec i/lub impuls o stosunkowo małej energii może wyzwolić ogromną energię nagromadzoną w takim układzie (spontaniczne upłynnienie materiału osadowego powodujące jego deformacje).

IX ZALEŻNOŚĆ PROCESÓW SEDYMENTACJI OD DIASTROFIZMU

Rzeźba powierzchni Ziemi (lądów i oceanów) ulega ciągłemu zrównywaniu – tzw. **gradacji**, na którą składają się **denudacja (wietrzenie, erozja, transport) i sedymentacja**. Przeciw tej tendencji działa **diastrofizm** powodujący ciągłe przemiany skorupy ziemskiej (ruchy pionowe i poziome oraz deformacje). Diastrofizm determinuje tempo denudacji i sedymentacji. Duże nasilenie ruchów diastroficznych prowadzi do znacznego zróżnicowania morfologii, która sprzyja wzmożonej denudacji i dostawie dużej ilości, względnie gruboklastycznego mat ziarnowego do basenów sedymentacyjnych. W warunkach spokoju diastroficznego denudacja jest powolna, dominuje wietrzenie chemiczne, a materiał dostarczany jest do basenów sedymentacyjnych w mniejszej ilości głównie w formie zawiesiny i roztworów.

Duża dostawa materiału klastycznego nie sprzyja zwykle powstawaniu osadów biogenicznych i hydrogenicznych. Sprzyja natomiast trwałej akumulacji materii fitogenicznej na lądach (złoża węgla).

Wpływ tempa subsydencji i tempa sedymentacji na skład deponowanego w basenie osadu

1. Szybka subsydencja i szybka akumulacja – powstają grube serie osadów niedojrzałych teksturalnie i mineralogicznie (brak oddziaływania czynników środowiskowych na szybko pogrzebany osad). Poziom oceanu i powierzchni depozycyjnej względnie stały, mniej więcej jednakowe warunki batymetryczne = głębokościowe (porównywalne warunki środowiskowe).

2. Szybka subsyd. i powolna akumul. – pow. depozycyjna ulega obniżeniu, zwiększa się głębokość zbiornika, zmieniają się warunki środowiskowe.

3. Powolna subsyd. i powolna akumul. – pow. depoz. w przybliżeniu stała, materiał poddawany jest przez dłuższy czas na oddziaływanie czynników środowiskowych, przez co elementy mniej trwałe ulegają wyeliminowaniu, a składniki trwałe znacznej obróbce mechanicznej. Powst. osad dojrzały teksturalnie i mineralogicznie.

4. Powolna subsyd i szybka akumul. – głębokość basenu zmniejsza się, w wyniku progradacji osadów terygenicznych linia brzegowa wycofuje się, obserwuje się zjawisko względnej regresji (bezwzględna regresja wywołana jest zmianami eustatycznymi czyli obniżającym się poziomem wód oceanu światowego. (W profilu pionowym na osadach morskich pojawiają się facje płytkie i lądowe). Z regresją względną możemy mieć także do czynienia przy dźwiganiu obszaru lądowego. We wszystkich przypadkach linią odniesienia jest linia brzegu.

Subsydencja – obniżanie się dna zbiornika sedymentacyjnego (tektoniczna, termiczna, izostatyczna).

Osady niedojrzałe teksturalnie – materiał zirnowy nie wysortowany, nie obtoczony.

Osady niedojrzałe mineralogicznie – zawierające wiele nietrwałych składników, szybko ulegających rozkładowi.

X WPŁYW KLIMATU NA SEDYMENTACJĘ

Klimat w istotny sposób wpływa na materiał osadowy (ilość i rodzaj mat.) m.in. poprzez przebieg denudacji, czyli wpływa na typ wietrzenia – w warunkach klimatu polarnego rozwija się głównie wietrzenie fizyczne (mechaniczne), a w klimacie tropikalnym przede wszystkim wietrz. Chem. Klimat wpływa na rodzaj transportu – wodny, glacialny (lodowcowy), eoliczny (powietrzny). Klimat oddziałuje na PS zachodzące w basenach kontynentalnych i oceanicznych. Klimat wpływa na biosferę (produkcja biogeniczna, szata roślinna), a ta z kolei na przebieg PS i sedymentację. Klimat wpływa na cyrkulację powietrza i obieg wody (odpływ powierzchniowy, prądy morskie i oceaniczne, retencja – lodowce i lądolody, ewaporacja i transpiracja (=ewapotranspiracja))

XI ZNACZENIE BIOSFERY W SEDYMENTACJI

Biosfera jest przede wszystkim producentem biogenicznego materiału osadowego (np. materia fitogeniczna – węgle, masowy rozwój planktonu wapiennego – kreda piszcząca, rafy, biohermy), ale oprócz tego bierze czynny udział w PS, wpływa także na parametry fiz. i chem. sedymentacji (rozkład, gnicie, butwienie). W przeszłości geologicznej organizmy fotoautotroficzne produkujące tlen doprowadziły do powstania warunków utleniających co w sposób nieodwracalny zmieniło przebieg PS na Ziemi. Rozwój roślin lądowych zmienił także warunki denudacji (wietrzenia, erozji i transportu).

XII PARAMETRY FIZYCZNE I CHEMICZNE SEDYMENTACJI

Głównym ośrodkiem sedymentacji jest środowisko wodne (morskie, jeziorne, rzeczne). W roztworze wodnym występują jony (Ca^{2+} , Na^{1+} , Mg^{2+} , K^{1+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cl^{1-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{1-} , CO_3^{1-} , NO_3^{1-} , $\text{Al}(\text{OH})_4^{1-}$, H_4SiO_4) posiadające różne stężenia. Źródłem anionów i kationów jest wietrzenie chemiczne skał głównie na lądach. Wytrącanie fazy stałej z roztworów podlega prawom fizykochemicznemu i biochemicznemu. Poszczególne jony mają różne znaczenie w przebiegu procesów sedymentacyjnych i nie zawsze wiąże się to z obfitością ich występowania np.: jon fosforanowy [PO_4^{2-}] występuje w środowisku w niewielkich ilościach ma natomiast podstawowe znaczenie dla sedymentacji biogenicznej. Z kolei jon chlorkowy występujący w wielkiej obfitości w wodzie morskiej bierze udział w procesach sedymentacji w wyjątkowych i specyficznych warunkach – ewaporacja (sole np. sól kamienna NaCl – halityt), podobnie [SO_4^{2-}] – gipsy ($\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (ewaporaty stanowią zaledwie 5% wszystkich skał osadowych). Jony [Ca^{2+}] i [H_4SiO_4] zużywane są przez organizmy do budowy ich mineralnych elementów szkieletowych.

Podstawowe znaczenie w procesach sedymentacji bio- i hydrogenicznej mają warunki chemiczne określone przez **pH (stężenie jonów wodorowych)** i **Eh (potencjał oksydacyjno redukcyjny)**. W zależności od wartości pH i Eh mogą powstawać określone minerały lub mogą ulegać ponownemu rozpuszczeniu. Zależność rozpuszczalności krzemionki bezpostaciowej, kwarcu i kalcytu w zależności od pH (Gradziński et al., 1986. Zarys Sedymentologii, ryc. 1-5, str. 23).

Pola trwałości głównych minerałów występujących w morskich osadach bio- i hydrogenicznych określone są przez wart pH i Eh (Gradziński et al., 1986. Zarys Sedymentologii, ryc. 1-7, str. 26)

Granica $Eh = 0$, niezależnie od wartości pH ogranicza pole wyst. Związków organicznych, $pH = 7,8$ niezależnie z kolei od Eh rozdziela pola głównego występowania kalcytu o głównego pola wyst. Żelaza i krzemionki.

Na parametry chemiczne środowiska sedymentacyjnego w znacznym stopniu wpływa także temperatura, gdyż uzależniona jest od niej rozpuszczalność gazów w wodzie. Jak wiadomo rozpuszczalność gazów maleje ze wzrostem temp. Najważniejszy jest wpływ temp na rozpuszczalność CO_2 i O_2 . Wody chłodne są dobrze natlenione w przeciwieństwie do wód ciepłych. Ilość tlenu rozpuszczonego w wodzie określa typ środowiska chemicznego sedymentacji rzutując jednocześnie na możliwości zasiedlenia środowiska przez organizmy m.in. bentoniczne.

XIII CZAS A SEDYMENTACJA

Czas jest bardzo ważnym czynnikiem przebiegu procesów sedymentacyjnych. Aby czas był parametrem porównywalnym dla różnych osadów wprowadzono określenie tzw. **tempa akumulacji (TA)** i **tempa depozycji (TD)**. **TA** – jest to stosunek miąższości osadu do czasu jego powstawania, mierzone przyrostem osadu przypadającym na jednostkę czasu np.: 100 m / mln lat (1000 metrowa seria skał osadowych zgromadzona w okresie 10 mln lat). W **TA** miąższość osadu może być pomniejszona o erozję świeżo złożonego osadu (np. gdyby w przykładowej serii (1000 m) nie dochodziło do erozji to utworzył by się kompleks o miąższości np. 1200 m co dało by $TA = 120 \text{ m} / \text{mln lat}$). Jest to założenie hipotetyczne w celu zobrazowania, że profil litostratygraficzny może reprezentować tylko część osadu gromadzącego się w basenie i także niewielką część czasu geologicznego w którym osad się tworzył.

Oprócz **TA** będącego wypadkową depozycji i erozji wprowadzono drugi parametr **TD** – które jest stosunkiem miąższości osadu do faktycznego czasu jego nieprzerwanego gromadzenia się, czyli wyłączony jest czasem przypadającym na przerwy w depozycji, które w przypadku osadów epizodycznych (np. podmorskich spływów grawitacyjnych) mogą bardzo znacznie przewyższać okresy depozycji.

Stosunek tempa depozycji do tempa akumulacji

(Gradziński i in., 1986. Zarys Sedymetologii, ryc. 1-8, str. 28)

1. Depozycja ciągła bez erozji $TD = TA$ (gdy jest zmienne tempo gromadzenia osadu $TA = \text{średniej wartości } TD$).

2. Nieciągła (okresowa) bez erozji $TD \gg TA$, czas depozycji jest znacznie mniejszy od czasu przerw – czas geologiczny mieści się w tzw. fugach międzyławicowych (TA wówczas jest stosunkiem miąższości osadu do sumy czasu depozycji i czasu przerw).

3. Nieciągła (okresowa) z erozją $TD \gg TA$, ale obydwie tempa są ze względu na erozję wolniejsze niż w przykładzie 2. (TA jest stosunkiem miąższości osadu pomniejszonej o wielkość erozji do sumy czasu depozycji, czasu przerw i czasu erozji).

W niektórych seriach osadowych występują dwa typy osadu, z których jeden deponowany był szybko, a drugi powoli np. limniczne serie węglonośne. Czas ich tworzenia się mieści się głównie w pokładach węgla i w rozmyciach erozyjnych i w fugach (powierzchniach oddzielających poszczególne ławice, a czas sedymentacji piaskowców i łupków stanowi ułamek czasu tworzenia się całej serii węglonośnej. Liczone TA jest w takim przypadku średnim tempem dla całej serii. Podobnie utwory fliszowe które mogą składać się z osadów podmorskich spływów grawitacyjnych (piaskowce, zlepieńce, debryty kohezyjne) deponowanych b. szybko – godziny, dni, o dużej miąższości – kilkadziesiąt, kilkaset cm) i osadów pelagicznych (iły) deponowanych b. wolno i o b. małej miąższości jednostkowej – mm/1000 lat).

(por. Ryc. 1-8 i 1-9 oraz Tab. 1-3, Gradziński et al., 1986. Zarys Sedymetologii, str. 28-29)

Luki w zapisie stratygraficznym wskazują, że sedymentacja nie zawsze jest ciągłym procesem lecz może mieć charakter pulsacyjny.

XIV SEDYMENTOLOGICZNE KIERUNKI BADAWCZE

1. Podejście analityczne, stanowiące punkt wyjścia dla badań doświadczalnych i modelowych w sedymetologii; analiza i charakterystyka pod kątem procesów sedymentacyjnych – rozpoznanie związków i zależności pomiędzy czynnikami środowiskowymi, określenie wartości fiz., chem. i biologicznych parametrów czynników środowiskowych, ilościowy opis procesów sedymentacyjnych.

2. Ujęcie geometryczne, środowiska sedymentacyjnego jako przestrzeni w której powstają i gromadzą się osady, w celu określenia właściwości środowiska i procesów sedymentacyjnych. Do badania współczesnych środowisk i aktualistycznej interpretacji osadów kopalnych.

3. Kierunek przyrodniczy w którym głównym przedmiotem badań są bezpośrednio skały osadowe. Własności materiału osadowego (litologia, tekstury i struktury, wiek) wykorzystywane są do rozpoznania procesów sedymentacyjnych środowisk depozycyjnych (=sedymentacyjnych) i paleogeografii.

XV MODELOWANIE PROCESÓW SEDYMENTACYJNYCH

Modelowanie procesów sedymentacyjnych stanowi szczególnie użyteczną metodę badawczą. Pozwala ona na eksperymentalne sprawdzanie hipotez dotyczących przebiegu procesów i formułowanie teorii badanych zjawisk. Badania modelowe mogą być prowadzone różnorodnymi sposobami, w oparciu o modele fizyczne, pojęciowe lub matematyczne.

Modele fizyczne są z reguły uproszczonymi przybliżeniami sytuacji istniejących w przyrodzie. Odtwarzają w warunkach laboratoryjnych naturalne procesy sedymentacyjne np. transport eoliczny i struktury sedymentacyjne w tunelach aerodynamicznych, depozycja soli w panwiach ewaporacyjnych, transport i depozycję w ośrodku wodnym w korytach i basenach. Na podstawie tego typu badań zrozumiano i dowiedziono wielu zjawisk sedymentacyjnych.

Modele pojęciowe (konceptyjne) – w postaci diagramów obrazujących związki przyczynowo-skutkowe np. model źródeł energii procesów sedymentacyjnych ryc. 1-2 (op. cit.), model pochodzenia materiału osadowego w basenach sedymentacyjnych ryc. 1-3. Model pojęciowy pozwala wybrać obserwacje rozstrzygające i niezbędne dla określonych procesów, pozwala niekiedy przewidzieć przebieg lub występowanie określonych procesów (zwykle jakościowe).

Modele matematyczne są to modele pojęciowe sformułowane w postaci wyrażenia matematycznego. Modele deterministyczne, statystyczne i stochastyczne.

Deterministyczny – postać funkcyjna pozwalająca przewidywać przebieg procesu np. w oparciu o prawo Stokes'a (zależność funkcyjna między wielkością ziarna, a prędkością jego opadania w płynie).

Statystyczny – zawiera składnik losowy, zawiera zmienne, których wartości nie można przewidzieć dokładnie w sposób deterministyczny. Losowy charakter tych zmiennych wynika z błędów pomiarowych lub z naturalnej zmienności zbioru badanych elementów przy określonej metodzie i dokładności pomiaru.

Stochastyczny – odnosi się do procesu, który w modelu pojęciowym zawiera czynnik losowy, dotyczący procesu jako całości, a nie jednej lub kilku zmiennych losowych jak w procesach statystycznych. W takiej sytuacji model stochastyczny pozwala na przewidywanie kolejnych stanów układu (przebiegu procesu) w kategoriach prawdopodobieństwa zdarzeń.

W przypadku występowania sprzężeń zwrotnych różne zmienne stają się dla siebie zarówno przyczyną jak i skutkiem. Matematyczne metody oparte na rachunku prawdopodobieństwa i obserwacja zmienności stanów układów geologicznych pozwalają na ścisłe określenie prawdopodobieństw zdarzeń w układzie opisanym przez model stochastyczny.

Modelowanie cyfrowe (komputerowe) Matematyczna struktura modelu zostaje poddana obróbce komputerowej. Jeżeli wyniki modelowania cyfrowego określonego PS są zgodne z wynikami obserwacji geologicznych, można uznać, że model matematyczny został prawidłowo dobrany. (dobiera się odpowiednio parametry i funkcje).

XVI TRANSPORT MATERIAŁU ZIARNOWEGO

Wyróżnia się dwa rodzaje transportu:

- 1. transport grawitacyjny** – zachodzący pod wpływem siły ciężkości, np.:
 - powierzchniowe ruchy masowe,
 - spływy grawitacyjne,
- 2. transport hydrauliczny** – odbywający pod działaniem siły przepływu płynu:
 - wody (transport wodny: rzeki, prądy morskie, falowanie);
 - powietrza (transport eoliczny: pustynie);
 - lub lodu (transport lodowcowy: lodowce).

Powierzchniowe ruchy masowe (na lądzie i pod wodą):

- obrywy,
- osuwiska,
- osypiska,
- spelzowanie (na lądzie) i płynięcie mas plastycznych (pod wodą),
- ześlizgi.

Spływy grawitacyjne (na lądzie i pod wodą):

- spływy mułowe,
- spływy ziarnowe,
- spływy rumoszowe,
- prądy zawiesinowe.

Obrywy – gwałtowne obrywanie skał związanych.

Osuwiska – gwałtowne osuwanie mieszanych typów skał (najczęściej naprzemianległych pakietów skał luźnych i/lub słabo związanych i skał spoistych).

Osypiska – osypywanie luźnego materiału okruchowego.

Spelzowanie – powolny ruch przypowierzchniowych warstw zwietrzeliny.

Płynięcie mas plastycznych – przemieszczanie osadu, połączone z jego deformacją (fałdowaniem).

Ześlizgi – przemieszczanie się skał, bez naruszenia ich budowy wewnętrznej.

Spływy mułowe (ang. mud flows) – hydroplastyczne, quasilaminarne przemieszczanie kohezyjnego mułu.

Spływy ziarnowe (ang. grain flows) – lawinowe przemieszczanie niekohezyjnego materiału ziarnowego (piasku i/lub żwiru).

Spływy rumoszowe (ang. cohesive debris flows) – hydroplastyczne, quasilaminarne przemieszczanie kohezyjnego osadu klastycznego (mieszaniny ilu, pyłu, piasku i żwiru).

Prądy zawiesinowe – spływy turbulencyjne zawiesiny (osadu przepojonego płynem – wodą lub gazem).

Ruch płynów w transporcie hydraulicznym

Wyróżnia się dwa rodzaje ruchu płynów:

1. ruch uwarstwiony (laminarny) – cząsteczki płynu można traktować w przybliżeniu jako poruszające się w nie mieszających się warstwach (linie prądu pokrywają się z torami cząstek płynu, tzw. **ruch ustalony**).

Ruch ustalony może być:

- jednostajny,
- niejednostajny.

R. jednostajny – jeżeli prędkości przepływu w różnych przekrojach są stałe.

R. niejednostajny – jeżeli prędkości przepływu w różnych przekrojach nie są stałe.

2. ruch burzliwy (turbulentny, =turbulencyjny) – po przekroczeniu pewnej prędkości granicznej (stałej w określonych warunkach) – cząstki płynu zaczynają poruszać się w sposób nieuporządkowany (chaotyczny) powodując mieszanie się warstw płynu (prędkość, przyspieszenie i kierunek poszczególnych cząstek są inne w różnych punktach przestrzeni płynu i zmieniają się w czasie, tzw. **ruch nieustalony**).

Turbulencja – bezładne poruszanie się cząstek płynu (nakładające się na główny kierunek przepływu), spowodowane rozpraszaniem wirów. Turbulencja (zawirowania) sprzyja erozji dennej oraz jeżeli składowa turbulencji skierowana pionowo ku górze jest większa od prędkości opadania ziaren powoduje unoszenie ziaren w zawiesinie.

Przejście ruchu laminarnego w turbulentny zachodzi po przekroczeniu krytycznej wartości zwanej **liczbą Reynoldsa (Re)**.

Liczba **Re** jest stałym, w określonych warunkach przepływu (temperatura / lepkość, typ ośrodka), bezwymiarowym parametrem. Liczba ta charakteryzuje związek między siłami bezwładności płynu, a siłami jego lepkości. **Re** zależy od temp / lepkości i charakteru ośrodka.

Jeżeli w przepływie dominują siły bezwładności liczba **Re** ma wysokie wartości (powyżej 500 do 2000, natomiast gdy przeważają siły lepkości **Re** ma wartości niskie (poniżej 500).

Wartość liczby **Re** zależy od temperatury (ze względu na zmiany lepkości) oraz od charakteru dna i ścian ośrodka. Dla strumieni w naturalnych korytach przejście od ruchu laminarnego do ruchu turbulentnego następuje (w zależności od warunków) przy wartościach liczby **Re** od 500 do 2000].

Stan (=ustrój) płynów w transporcie hydraulicznym

Wyróżnia się dwa rodzaje stanów płynów:

1. **stan spokojny** (prąd spokojny)
2. **stan rwący** (prąd rwący)

Stan prądu wyznacza bezwymiarowy parametr tzw. **liczba Froude'a**, będąca stosunkiem prędkości przepływu płynu do prędkości rozchodzenia się fal grawitacyjnych na powierzchni tego płynu.

Przejście prądu spokojnego w rwący zachodzi po przekroczeniu wartości krytycznej **liczby Froude'a**. Liczba **Fr** jest stałym w określonych warunkach przepływu (m.in.: prędkość, głębokość), bezwymiarowym parametrem. Prąd spokojny (ruch podkrytyczny) posiada wartości liczby **Fr** < 1 , natomiast prąd rwący (ruch nadkrytyczny) **Fr** > 1 .

W prądzie spokojnym przeważają siły grawitacji nad siłami bezwładności płynu, natomiast w prądzie rwącym dominują siły bezwładności nad siłami grawitacji.

Przejsie od prądu spokojnego do rwącego zaznacza się obniżeniem poziomu płynu w ośrodku (korycie). Przejsie odwrotne, od prądu rwącego do prądu spokojnego jest gwałtowne i zaznacza się podniesieniem poziomu płynu w korycie oraz występowaniem tzw. odskoku hydraulicznego (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymetologii, ryc. 2-3, str. 41).

Typy przepływu

Wartości liczby **Re** i **Fr**, określające rodzaj ruchu i stan płynu (prądu) prowadzą do wydzielenia czterech typów przepływu (Gradziński i in., 1986. ZS)

Liczba Frouda	Liczba Reynolds'a	
	Re<500	Re>500-2000
Fr<1	ruch uwarstwiony (laminarny) prąd spokojny	ruch burzliwy (turbulencyjny) prąd spokojny
Fr>1	ruch uwarstwiony prąd rwący	ruch burzliwy prąd rwący

Na rodzaj ruchu płynu (na Re) znaczący wpływ ma jego lepkość, która jest odwrotnie proporcjonalna do temperatury.

Określenie warunków prądu spokojnego i prądu rwącego (Fr) ma duże znaczenie, ze względu na związane z nimi różne warunki transportu materiału ziarnowego.

RUCH MATERIAŁU ZIARNOWEGO

Zapoczątkowanie ruchu ziaren zwane **progiem ruchu** następuje wówczas gdy siły wywierane przez przepływ płynu stają się większe od sił utrzymujących ziarna na miejscu.

Transport materiału ziarnowego zależy zatem ogólnie od prędkości przepływu i średnicy ziaren, ale także od gęstości płynu i ciężaru właściwego materiału.

Najłatwiej uruchomieniu ulegają ziarna frakcji piasku. Ziarna drobniejsze (pyłowe i ilowe) ze względu na ich spójność (własności kohezyjne) oraz gładkość powierzchni ulegają uruchomieniu znacznie trudniej. Do uruchomienia ziaren frakcji żwiru ze względu na ich znaczny ciężar właściwy także potrzebna jest znaczna energia przepływu płynu (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymetologii, ryc. 2-11, str. 50).

Maksymalny rozmiar ziaren, które mogą być poruszone w warunkach danego przepływu, jest miarą tzw. **wydolności przepływu**.

Mechanizm uruchamiania ziaren

Przepływ płynu wywiera na spoczywające ziarno siłę, która rozkłada się na dwie składowe:

1. **siłę wlekącą** – skierowaną równolegle do kierunku ruchu, zmierzającą do przemieszczania ziarna po dnie,
2. **siłę unoszącą** – skierowaną prostopadle do kierunku ruchu i zmierzającą do oderwania ziarna od dna.

Jeżeli siła unosząca jest mniejsza od wlekącej ziarno toczy się i/lub ślizga po dnie. Wpływ na zapoczątkowanie ruchu ziarna ma także jego kształt. Ziarna kuliste i wrzecionowate uruchamiane są łatwiej niż dysoidalne. Często także szybciej uruchamiane są ziarna większe tkwiące pośród mniejszych.

Rodzaje ruchu materiału ziarnowego

Sposób poruszania się ziaren zależy głównie od ich średnicy oraz od energii przepływu.

1. **Trakcja** – toczenie i/lub ślizganie ziaren po dnie.
2. **Saltacja** – skakanie ziaren po torach balistycznych na wysokość rzędu kilku średnic ziarna (główne znaczenie w transporcie eolicznym). Jeżeli przeskokom ziaren towarzyszy ich chwilowe unoszenie ponad dnem to mamy wówczas do czynienia z tzw. **unoszeniem przerywanym** (unoszeniem nieciągłym).
3. **Suspensja** – unoszenie ciągłe w zawiesinie, (por. Visser 1969)

Zróżnicowany sposób transportu powoduje generalnie sortowanie materiału ziarnowego i jego depozycję w różnych środowiskach.

Formy dna przy transporcie wodnym materiału ziarnowego

Formy dna – są to formy morfologiczne powstające podczas hydraulicznego transportu materiału ziarnowego.

Z różnymi formami dna związane są określone typy struktur sedymentacyjnych. Rozpoznanie rodzajów warstwowania ma duże znaczenie dla odtworzenia genezy osadów.

Rodzaj form dna zależy głównie od energii przepływu płynu oraz od średnicy ziaren (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymentologii, ryc. 2-14, str. 56).

Występowanie form dna, a także mechanizm transportu materiału oraz struktury sedymentacyjne gromadzących się osadów zależą od zespołu warunków opisowo nazywanych jako tzw. **reżim przepływu**.

Wyróżniamy:

1. **dolny reżim przepływu,**
2. **górny reżim przepływu.**

Dolny reżim przepływu – duże opory przepływu i małe natężenie transportu (erozja podprądowych zboczy form dna i depozycja na zboczach zaprądowych, transport i depozycja ziaren są nieciągłe).

Typowe formy dna

- **dno płaskie (=dolne płaskie dno)**, niewielkie prędkości przepływu, ruch ziaren rozpoczyna się przy średnicy składników ziarnowych większej od 0,6 mm (ryc. 2-14, op. cit.), tworzy się płaska pozioma laminacja,
- **małe riplemarki** (do kilku cm wysokości, transport trakcyjny, powstaje laminacja przekątna małej skali,
- **fale piaszkowe** (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymentologii, ryc. 4-32, str. 149), (wysokość do 2 m, transport trakcyjny, powstaje tabularne warstwowanie przekątne dużej skali,
- **duże riplemarki** (ryc. 4-30, str. 148), (do kilkudziesięciu cm, transport trakcyjny o większym natężeniu, powstaje rynnowe warstwowanie przekątne dużej skali).

Górny reżim przepływu – małe opory przepływu i duże natężenie transportu (transport ziaren ciągły).

Typowe formy dna

- **dno zrównane (=górne płaskie dno)**, duże prędkości przepływu, powstaje płaska równoległa laminacja (ryc. 2-15, str. 57),
- **antydiuny**, wysoka energia przepływu, powstaje osad nie warstwowany lub niskokątowe warstwowanie przekątne nachylone pod prąd lub z prądem (ryc. 2-15).

TRANSPORT EOLICZNY

Przeciętna energia wiatru jest w stanie transportować jedynie ziarna o niewielkich średnicach (frakcja piasku i frakcje drobniejsze). Progowa średnica ziaren mogących podlegać transportowi eolicznemu (dla kwarcu przy prędkości do 10 m / s) wynosi 0,8 mm.

Transport eoliczny (przede wszystkim w zależności od prędkości wiatru i średnicy ziaren) odbywa się przy udziale trzech mechanizmów:

1. **pełznięcie powierzchniowe (trakcja)**, dominująca rola – ok. 90 %,
2. **saltacja**, ok. kilka %,
3. **unoszenie w zawiesinie (suspensja)**.

Pełznięcie powierzchniowe (PP) – przemieszczanie powierzchni piaszczystej bez odrywania ziaren od podłoża. Ziarna toczą się i/lub ślizgają w wyniku popychania ich przez inne ziarna podlegające saltacji.

Saltacja – przemieszczanie ziaren w kierunku zawietrznym za pomocą przeskoków. Ziarna opadające na powierzchnię piasku wybijają kolejne ziarna powodując reakcję łańcuchową (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymentologii, ryc. 2-18, str. 64).

Unoszenie w zawiesinie – najdrobniejsze ziarna unoszone są w powietrzu (bez kontaktowania z podłożem) przez dłuższy okres czasu na odległości przekraczające niekiedy wiele kilometrów. Tak zwanemu chwilowemu unoszeniu podlegają ziarna, kontaktujące się z podłożem rzadziej niż w procesie saltacji (transport na odległość rzędu dziesiątek lub setek metrów).

Ziarna przemieszczające się tuż nad powierzchnią terenu (zwykle do wysokości kilku , max. kilkunastu cm w zależności od energii wiatru i rodzaju oraz frakcji materiału) i poruszające się w skoncentrowanej warstwie tworzą tzw. przesłonę trakcyjną.

Różnice w prędkości transportowanego materiału za pomocą opisanych mechanizmów powodują **sortowanie ziaren**.

Formy powierzchni terenu przy transporcie eolicznym materiału ziarnowego

Formy akumulacyjne (obszary w których ilość dostarczanego materiału jest większa lub równa ilości materiału wywiewanego – tzw. dodatni bilans akumulacyjny):

- **riplemarki eoliczne,**
- **zaspasy piaskowe,**
- **wydmmy.**

Formy erozyjne (deflacja – wywiewanie):

- **bruk deflacyjny,**
- **wielograńce**
- **misy, rynny deflacyjne,**
- **ostańce deflacyjne (po formach akumulacyjnych np. wydmach).**

FALOWANIE

Falowanie – polega na przemieszczaniu się powierzchni wody pod działaniem:

- **głównie wiatru,**
ale także
- **wstrząsów sejsmicznych,**
- **podwodnych wybuchów wulkanów,**
- **podwodnych ruchów masowych.**

Strefy transformacji fal (ryc. 2-23, str. 70)

- strefa wzrostu fal,
- strefa łamania fal,
- strefa przyboju (strefa fal translacyjnych),
- strefa zmywu

W wodach o głębokości przekraczającej tzw. **podstawę falowania** (powierzchnia poniżej której dno praktycznie nie oddziałuje na ruch falowy i odwrotnie) tworzą się **fale oscylacyjne**. Są to fale, w których ruch cząstek wody odbywa się po zamkniętych torach kołowych. Spływanie zbiornika wodnego powoduje odkształcenie tych orbit i ich transformację (spłaszczenie) na elipsy, w których dodatkowo tory cząstek są otwarte. W wyniku takiego przeobrażenia następuje transport wody.

Fale zbliżające się do brzegu w wyniku malejącej głębokości są hamowane i ulegają załamaniu, przekształcając się w **fale translacyjne** (burzliwe fale przyboju). Fale przyboju uderzają o brzeg, wyrzucając warstwę wody tzw. **zmywu wstępującego (ZW)**. Część wody ZW wsiąka w podłoże, a pozostała ilość spływa z powrotem jako tzw. **zmyw powrotny**.

Prądy przybrzeżne (ryc. 2-25, str. 72)

1. **Denny prąd powrotny** – związany z odprowadzaniem wody zmywu wstępującego.
2. **Prąd wzdłużbrzegowy (=litoralny)** – związany ze skośnym nabieganiem fal na brzeg.
3. **Prąd rozrywający** – płynący od brzegu w kierunku morza skoncentrowanym strumieniem sięgającym od powierzchni do dna.

Transport materiału ziarnowego

przez falowanie i prądy przybrzeżne

1. Transport materiału w kierunku brzegu – falowanie.
2. Transport w stronę morza – prądy powrotne.
3. Transport wzdłuż brzegu – prąd litoralny.

Warunki transportu są zmienne i zależą przede wszystkim od energii falowania.

Ze względu na różnice energetyczne zmywu wstępującego i powrotnego ziarna większe (i/lub o większym ciężarze właściwym) mają tendencję do ruchu w kierunku brzegu, a drobniejsze od brzegu, co przyczynia się do sortowania materiału ziarnowego (złoża okruchowe np.: Ti – Fe).

Berm – terasa burzowa (sztormowa).

Formy dna

1. **Strefa wzrostu fali – wały piaszczyste (tzw. rewy) i rowy, riplemarki.**
2. **Strefa przyboju (fal translacyjnych)** – płaska laminacja zgodna z nachyleniem stoku plaży (typowa dla dna zrównanego górnego reżimu przepływu), wały piaszczyste (brzegowe).

Fale wewnętrzne

W zbiornikach w których występują różnice w gęstości wody występują tzw. **fale wewnętrzne**. Rozwijają się one na granicy wód o różnej temperaturze (**termoklina**) i/lub różnym stopniu zasolenia (**haloklina**). Prądy związane z falami wewnętrznymi mogą osiągać prędkości rzędu kilkudziesięciu cm / s i mogą oddziaływać na dno (formy dna i/lub erozja).

PŁYWY

Pływy – (przy pływy i odpływy) są efektem przyciągania hydrosfery przez Księżyc i Słońce. Amplituda pływów zależy od położenia tych ciał niebieskich względem Ziemi. Największa amplituda występuje gdy Z, K i S znajdują się w jednej linii (podczas pełni i nowiu). Pływy o najmniejszej amplitudzie występują podczas I i III kwadry. Największy wpływ na obserwowaną amplitudę ma jednak wpływ wielkości i morfologii basenu. Waha się ona od kilku cm (np.: Bałtyk) do kilkunastu m (np.: wybrzeża Kanału La Manche). Prędkość prądów pływowych zależy od amplitudy i głębokości basenu i waha się od kilku do kilkudziesięciu cm / s, max. nawet > 500 cm /s. Prądy pływowe transportują materiał ziarnowy na dużą skalę, zwłaszcza na płaskich wybrzeżach, gdzie strefa międzypływowa osiąga znaczną szerokość (wąskie cieśniny, estuaria – lejkowate ujścia rzek).

PRĄDY OCEANICZNE

Prądy oceaniczne są efektem oddziaływania wiatrów (pasatów) lub powstają wskutek różnicy ciśnień.

Wiatr odpowiedzialny jest za powstawanie tzw. **powierzchniowych prądów dryfowych**, np.: Gólsztrom, Prąd Północnorównikowy, występujących do głębokości ok. 1 km – tzw. warstwa Ekmana (Stanley, Historia Ziemi, str 113)

Różnicy ciśnień natomiast zawdzięczają powstawanie tzw. **geostroficzne prądy gradientowe** lub **prądy gradientowe niegeostroficzne**, tworzące się przy dnie gdzie oddziałuje tarcie.

Prądy gradientowe są znacznie słabsze od dryfowych i mają przeciwną do nich cyrkulację.

Sila Coriolisa powoduje dodatkowo wzrost prędkości prądów m.in. przy zachodnich wybrzeżach Atlantyku (tzw. zachodnia intensyfikacja).

Źródłem najgłębszej cyrkulacji oceanicznej jest przydenne, globalny transport mas zimnych wód polarnych. Średnie prędkości przepływu wynoszące zaledwie setne części cm / s, pozwalają na transport materiału zaledwie frakcji pelitowej, ale nie przyczyniają się do jego erozji. (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymetologii, ryc. 2-29, str. 77).

PRĄDY ZAWIESINOWE (PZ)

PZ są odmianą pospolitych w przyrodzie **prądów gęstościowych** – polegających na ruchu płynu o większej gęstości względem płynu o gęstości mniejszej (np. prądy w atmosferze i hydrosferze).

PZ są to prądy, w których nadwyżka gęstości w stosunku do otaczającego płynu pochodzi od obecności tzw. zawiesiny (układu dwufazowego).

Prądami zawiesinowymi są m. in: chmury popiołów wulkanicznych (materiał piroklastyczny + powietrze), eoliczne burze pyłowe (materiał okruchowy + powietrze), lawiny suchego śniegu (pył lodowy + powietrze), wodne prądy zawiesinowe (materiał okruchowy + woda).

PZ z łatwością można wytwarzać w laboratorium. Z przeprowadzonych obserwacji podwodnych prądów zawiesinowych wynika, że czoło prądu przybiera charakterystyczny kształt. Tworzy ono nabrzmienie, które w samym przodzie czoła jest przewieszone, natomiast poza czołem grubość prądu jest mniejsza. Najbardziej wysunięta część czoła wyznacza linię największej prędkości. Poza czołowym nabrzmieniem prądu występuje strefa intensywnych zawirowań i mieszania zawiesiny z otaczającą wodą, co prowadzi do rozcieńczania prądu. Jednakże straty koncentracji materiału kompensowane są przez stałe dostarczanie zawiesiny z prądu ustalonego, podążającego za nabrzmieniem czołowym. Czoło porusza się wolniej niż prąd w tyle w związku z czym czoło się nie powiększa, ale prąd też nie ulega rozproszeniu. Kształt prądu wynika z tarcia o dno i tarcia na górnej powierzchni prądu (Gradziński i in., 1986, Zarys sedymetologii, ryc. 2-31, str. 80). Duża bezwładność PZ powoduje, że może on transportować materiał klastyczny na znaczne odległości, nawet przy nachyleniu dna rzędu 1⁰/₀₀

Unoszenie materiału okruchowego prze PZ jest wynikiem **turbulencji** przepływu. Energia prądów zawiesinowych jest niekiedy wystarczająca dla powodowania głębokiej erozji osadów po których PZ się poruszają (kaniony podmorskie). Podwodne PZ rozwijają się głównie z podmorskich, grawitacyjnych spływów osadu, niekiedy także z zawiesin dostarczanych z lądu przez rzeki.

XVII TEKSTURALNE CECHY OSADÓW

Do teksturalnych cech osadów zalicza się:

1. **uziarnienie**,
2. **morfologię** ziaren,
3. **upakowanie** ziaren,
4. **orientację** ziaren.

Z powyższych cech wynikają takie parametry osadu jak **porowatość i przepuszczalność**.

Pojęcie **ziarno** stosowane jest w szerokim znaczeniu dla określenia elementów składowych osadu klastycznego, m.in. takich jak:

- **ziarna mineralne**,
- **okruchy skał (=klasty)**,
- **szkielety organizmów (pokruszone fragmenty to bioklasty)**,
- **ooidy, onkoidy**.

1. UZIARNIENIE

1.1. Wielkość ziarna

Elementy ziarnowe osadu wymagają podziału na klasy o określonych wielkościach.

W powszechnym użyciu jest skala metryczna, w której średnice ziaren wyrażone są w mm (Wentworth, 1922).

Klasy uziarnienia podzielone są w tej skali na 4 główne tzw. **frakcje**:

- 1.1.1. – **żwirowa (psefitowa)**,
- 1.1.2. – **piaskowa (psamitowa)**,
- 1.1.3. – **pyłowa (aleurytowa)**.
- 1.1.4. – **iłowa (pelitowa)**.

W obrębie frakcji głównych wydziela się frakcje niższego rzędu tzw. **frakcje podstawowe** np: frakcja drobnoziarnistego (=drobnokalibrowego) piasku lub frakcja gruboziarnistego (=grubokalibrowego) żwiru (tab.3-1, tab. 5-1 SG).

Do obliczeń statystycznych stosowana jest skala, w której średnice ziaren wyrażone są w tzw. **jednostkach ϕ** (Krumbein, 1934,1964).

$$\Phi = -\log_2 d, d \text{ [mm]}$$

Przekształcenie logarytmiczne jednostek metrycznych (mm) na jednostki ϕ ma podstawowe znaczenie przy obliczaniu parametrów statystycznych rozkładu wielkości ziaren, gdyż rozkłady te cechują się zwykle dodatnią asymetrią. Przeliczenie powoduje symetryzację rozkładu i zbliża rozkład do postaci normalnej, dzięki czemu parametry statystyczne w mniejszym stopniu obciążone są asymetrią rozkładu (Prothero D.R. & Schwab F., 1996. Sedimentary Geology, str. 89)

Przekształcenie z zastosowaniem **ujemnego znaku** dodatkowo pozwala na operowanie dodatnimi liczbami całkowitymi w odniesieniu do ziaren najdrobniejszych – mniejszych od 1 mm (np. 0,00006 mm = 14 ϕ), **kā** re w badanych osadach zwykle przeważają (stąd dodatnia asymetria = dodatnia skośność).

W przypadku występowania w osadzie ziaren należących do kilku klas wielkości, przyjmuje się nazwę osadu odpowiadającą frakcji występującej w ilości ponad 50 %. Bardziej szczegółowy podział w odniesieniu do osadów złożonych ziaren frakcji żwirowej i piaskowej zakłada wyróżnienie dodatkowo żwiru-piaszczystego (zlepieńca-piaskowcowego) lub piasku-żwirowego (piaskowca-zlepieńcowatego).

Dla mieszaniny osadów drobno- i bardzo drobno klastycznych (pyłowych i iłowych), dla których nie jest możliwe makroskopowe rozpoznanie udziału ziaren określonej frakcji stosuje się termin opisowy muł – dla osadów nie skonsolidowanych i mułowiec dla utworów zlitfikowanych (zwięzłych) (Fritz & Moore 1988)

W sedymetologii osadów klastycznych wydzielane są także np. mułowce-zlepieńcowate (=debrity kohezyjne) (ang. *cohesive debris flow deposits*) (Gani, 2004; Shanmugam, 2006), będące mieszaniną ziaren pelitowych, aleurytowych i psamitowych, stanowiących spoiwo detrytyczne typu matriks (podstawowa masa osadu, tzw. faza rozpraszająca) oraz psefitowych składników pełniących rolę szkieletu ziarnowego (tzw. faza rozproszona) (Strzeboński, 2005).

1.2. Rozkład wielkości ziarna

Rozkład wielkości ziaren w skale okruchowej charakteryzuje się za pomocą kilku parametrów statystycznych np.:

- 1.2.1. mediana,
- 1.2.2. moda,
- 1.2.3. przeciętna wielkość ziaren,
- 1.2.4. odchylenie standardowe,
- 1.2.5. skośność,
- 1.2.6. spłaszczenie.

Statystyczne parametry rozkładu uziarnienia można obliczyć (oszacować) tzw. **metodą graficzną**, podstawiając wartości tzw. **percentyli** odczytanych z wykresu krzywej uziarnienia = kumulanty (Φ_5 Φ_{16} Φ_{25} Φ_{50} Φ_{75} Φ_{84} Φ_{95}) do odpowiednich wzorów (Folk i Ward, 1957, tab. 3-2).

- 1.2.1. **Mediana** (równa 50 percentylowi = Φ_{50}) – charakteryzuje środek rozkładu.
- 1.2.2. **Moda** (wartość modalna) – określa środek najliczniejszej (najczęstszej) klasy uziarnienia.
- 1.2.3. **Przeciętna wielkość ziaren** (tzw. graficzna średnia arytmetyczna) – czyli średnia średnica.
- 1.2.4. **Odchylenie standardowe** (graficzne standardowe odchylenie) – jest miarą rozproszenia (=rozrzutu) średnic ziaren wokół wartości średniej. Parametr ten umożliwia określenie stopnia wysortowania osadu (tab. 3-3).
- 1.2.5. **Skośność** (skośność graficzna) – jest miarą asymetrii rozkładu. W przypadku rozkładu symetrycznego ma wartość 0. Rozkład z „ogonem” po stronie frakcji drobniejszych ma skośność dodatnią, a po stronie frakcji grubszych – ujemną.
- 1.2.6. **Spłaszczenie** (graficzne spłaszczenie) – jest miarą zróżnicowania średnic ziaren w przedziale zmienności.

1.3. Metody badania wielkości ziaren

Metodyka pomiaru zależy od rozmiaru ziaren oraz od stopnia zlitfikowania osadu.

1.3.1. metoda bezpośredniego pomiaru,

1.3.2. metody mikroskopowe,

1.3.3. metoda sitowa,

1.3.4. metody sedymentacyjne.

1.3.1. Pomiar bezpośredni wielkości poszczególnych ziaren przeprowadza się w przypadku skał psefitowych (zwłaszcza grubopsefitowych), przy użyciu podziałki milimetrowej lub suwmiarki. Technika pomiaru polega na zmierzeniu długości średniej osi ziarna. Wyniki podaje się ilościowo w postaci liczby lub procenta ziaren określonej wielkości.

1.3.2. Metody mikroskopowe stosuje się w przypadku psamitowych skał zwięzłych. Rozkład wielkości wyraża się ilością ziaren w określonych przedziałach wielkości.

1.3.3. Metody sitowe (przesiewanie ziaren) mają zastosowanie w badaniu skał luźnych, bądź słabo zwięzłych (dających się łatwo rozdrobnić bez uszkodzenia ziaren) o frakcji psamitowej i drobnokalibrowych skał psefitowych. Rozkład wielkości ziaren w metodzie sitowej wyrażony jest w procentach wagowych ciężaru ziaren zatrzymanych na poszczególnych, odpowiednio wykalibrowanych sitach.

1.3.4. Do badania skał aleurytowych i pelitowych stosuje się metody sedymentacyjne wykorzystujące tzw. wagi sedymentacyjne skonstruowane w oparciu o prawo Stokes'a (Prawo Stokes'a podaje funkcyjną zależność między wielkością ziarna, a prędkością opadania ziarna w płynie).

Wyniki analiz uziarnienia przedstawia się w sposób graficzny w formie histogramów oraz krzywych kumulacyjnych (ryc. 3-3) oraz za pomocą liczbowych charakterystyk rozkładu (parametrów statystycznych).

Polimodalny rozkład uziarnienia uwidacznia się w obrazie histogramu kilkoma maksimumami, natomiast na kumulancie drugorzędny przebiegiem (ryc. 3-4).

Porównanie określonych parametrów rozkładu uziarnienia jest przydatne w interpretacjach środowisk sedymentacyjnych kopalnych osadów.

Przyjęto założenie, iż parametry statystyczne uziarnienia odzwierciedlają warunki transportu i depozycji materiału ziarnowego. Na tej podstawie skonstruowano wykresy z odpowiednio dobranymi parami parametrów (ryc. 3-5).

Na wykresach można zaobserwować charakterystyczne pola układające się w segmenty odpowiadające osadom określonych środowisk lub określonym mechanizmom transportu (ryc. 3-8, Passega, 1957, 1964).

1.4. Interpretacja rozkładu wielkości ziaren (analiza składu ziarnowego metodą Visher'a)

Zakres zmienności uziarnienia osadu można podzielić na subpopulacje, odpowiadające depozycji związanej z różnymi mechanizmami transportu. Visher (1969) założył, iż odcinki prostolinijne, na jakie dzieli się kumulanta wykreślona na logarytmicznej siatce prawdopodobieństw, odpowiadają trzem zasadniczym typom transportu. Odcinek najniższy (ziarna najgrubsze) odpowiada subpopulacji ziaren transportowanych w trakcji. Odcinek środkowy – saltacja i odcinek obejmujący ziarna najdrobniejsze – suspensja.

Jeżeli odcinek środkowy dzieli się dodatkowo na dwie proste drugiego rzędu to mamy do czynienia z saltacją (niższy środkowy) i z chwilowym unoszeniem (wyższy środkowy). Położenie węzłów (punktów przecięć prostolinijnych odcinków), nachylenie prostych będące miarą wysortowania ziaren subpopulacji, mogą charakteryzować różne środowiska sedymentacyjne.

2. MORFOLOGIA ZIAREN

- 2.1. kształt,
- 2.2. kulistość,
- 2.3. obtoczenie,
- 2.4. morfologia powierzchni.

2.1. Kształt ziaren (geometryczna forma) – określany jest najczęściej za pomocą tzw. diagramu Zingg'a (1935). Na podstawie stosunków między długościami trzech prostopadłych do siebie osi (A – najdłuższa, B – średnia i C – najkrótsza) wydzielone zostały cztery opisowe klasy kształtu ziaren (ryc. 3-10):

- 2.1.1. dyskoidalne,
- 2.1.2. kuliste,
- 2.1.3. elipsoidalne,
- 2.1.4. wrzecionowate.

2.2. Kulistość – parametr wyrażający stopień podobieństwa ziarna do kuli. W praktyce kulistość określana jest w przybliżeniu, przez porównanie ziaren z odpowiednio skonstruowanym wzorcem (ryc. 3-12).

2.3. Obtoczenie – miara starcia naroży i krawędzi oraz ogładzenia powierzchni ziarna. W praktyce określenie obtoczenia polega na porównaniu badanych ziaren z odpowiednim wzorcem (ryc. 3-12). Charakter obtoczenia i wysortowania materiału ziarnowego świadczy o stopniu tzw. dojrzałości teksturalnej osadu (Folk 1951, 1968), która zwykle jest wprost proporcjonalna do długości i siły transportu.

Powyższe parametry mają duży wpływ na sposób zachowania się ziaren podczas transportu i depozycji. Zależą w dużej mierze od wielkości ziaren, fizycznych cech mineralnych (np.: twardość, łupliwość itp.) oraz rodzaju i czasu transportu. Ogólnie ziarna większe ulegają szybszej abrazji niż mniejsze. Abrazja w warunkach transportu eolicznego jest o 100 do 1000 razy większa od abrazji w środowisku wodnym (tarcie).

2.4. Morfologia powierzchni – analiza cech mikroreliefu powierzchni ziaren metodą mikroskopii elektronowej (TEM) i skaningowej (SEM) pozwoliła na ustalenie zależności pomiędzy cechami powierzchni ziaren, a środowiskami ich depozycji (np. atlas tekstur powierzchni ziaren kwarcowych, Krinsley i Doornkamp 1973). Metody te mogą być zatem przydatne przy rekonstrukcji kopalnych środowisk sedymentacyjnych.

3. UPAKOWANIE MATERIAŁU ZIARNOWEGO

Upakowanie – stopień przestrzennego zagęszczenia (koncentracji) składników ziarnowych (sposób wypełnienia przestrzeni skały przez składniki ziarnowe).

Składnikami ziarnowymi w skałach okruchowych są:

3.1. ziarna budujące podstawową masę skały, określane mianem tzw. **szkieletu ziarnowego**,

3.2. ziarna tworzące tzw. **masę wypełniającą** (tzw. **matrix** = **matriks**).

Upakowanie zależy od stopnia wysortowania materiału ziarnowego (upakowanie materiału różnoziarnistego jest zwykle lepsze niż materiału równoziarnistego) oraz od czynników diagenetycznych.

Wraz ze stopniem upakowania maleje objętość skały (kompakcja), a wraz z nią objętość wolnych przestrzeni (**porów**) znajdujących się pomiędzy ziarnami.

3.1. Szkielet ziarnowy – decyduje zwykle o przynależności skały do określonego typu litologicznego.

3.2. Matriks – stanowi tzw. masę wypełniającą, która występuje w przestrzeni pomiędzy elementami szkieletu ziarnowego. Złożone jest z bardzo drobno klastycznego materiału detrytycznego, zwykle frakcji aleurytowej i/lub pelitowej. W przypadku osadów bardzo grubo-okruchowych (frakcji żwirowej) matriks może mieć frakcję psamitową (piaskową).

Charakter relacji pomiędzy elementami ziarnowymi szkieletu (kontakt lub jego brak) jest z kolei podstawą wydzielenia tzw. zwartego lub rozproszonego szkieletu ziarnowego.

3.1.1. Szkielet ziarnowy zwarty – elementy ziarnowe stykają się ze sobą.

3.1.2. Szkielet ziarnowy rozproszony – składniki ziarnowe są rozproszone w masie wypełniającej (ryc. 3-14)

Procentowy udział elementów ziarnowych szkieletu oraz składników masy wypełniającej może być skrajnie różny, od osadów składających się prawie wyłącznie ze szkieletu ziarnowego (bardzo dobrze wysortowane piaski wydmy, żwiry piargowych stożków osypiskowych), po przez osady mieszane (m.in. szarogłazy) do osadów składających się w przeważającej części z detrytycznego matriks. (np. mułowce zlepieńcowate, =debryty kohezyjne).

Za składnik skały można także uznać tzw. **spoiwo**.

3.3 Spoiwo (=cement, =lepiszcze) – stanowi hydrogeniczną i/lub biochemiczną substancję mineralną wytrąconą z roztworu i spajającą składniki ziarnowe skały np.:

3.3.1. krzemionkowe,

3.3.2. żelaziste,

3.3.3. węglanowe.

Charakter oraz typ spoiwa decyduje o porowatości skały związanej.

Cechy teksturalne w szczególności uziarnienie, morfologia i upakowanie (w tym zwięzłość skały) są podstawą granulometrycznej klasyfikacji skał okruchowych.

4. ORIENTACJA

Podczas transportu i depozycji materiału okruchowego, na pojedyncze ziarna oddziałuje siła grawitacji i energii przepływu płynu. W takich warunkach ziarna o określonych kształtach (z wyjątkiem kulistych) mają tendencję do przyjmowania określonej orientacji (zwykle najbardziej stabilnej pozycji względem prądu). Przestrzenne położenie ziaren wyznacza się na podstawie pomiarów trzech prostopadłych osi ziarna, pamiętając o zachowaniu reprezentatywności pomiarów (dla otoczek około 60 do 80 pomiarów w jednym stanowisku badawczym, dla badań mikroskopowych od 100 do 400 w jednej orientowanej płytce cienkiej).

Analiza materiału pomiarowego polega na graficznym przedstawieniu wyników w postaci diagramów rozetowych oraz na wyznaczeniu za pomocą odpowiednich metod statystycznych kilku parametrów orientacji ziaren, m.in.: **kierunku średniego i jego istotności**, a także **współczynnika koncentracji kierunków**. Analiza orientacji składników ziarnowych pozwala na wyznaczenie średniego kierunku przepływu prądu.

4.1. Sposoby orientacji ziaren

4.1.1. Orientacja podłużna – ziarna wydłużone często płaskie zorientowane są równolegle do kierunku przepływu (tzw. **lineacja prądowa**), transportowane są w trakcji przez wleczenie.

4.1.2. Orientacja poprzeczna – ziarna wydłużone najczęściej walcowate i wrzecionowate zorientowane są prostopadle do kierunku przepływu, (położenie niestabilne; może ulec zmianie) transport w trakcji przez toczenie, ziarna dyskoidealne transport przez wleczenie.

4.1.3. Orientacja bimodalna – istnieją dwa uprzywilejowane kierunki orientacji, z których jeden jest zwykle dominujący, może być spowodowana przerabianiem osadu przez prądy płynące z różnych kierunków i/lub w wyniku odmiennego zachowania się ziaren o różnych kształtach.

Imbrykacja prądowa – dachówkowe (podprądowe) ułożenie płaskich ziaren (**struktura typu domino**). Jest jedną z charakterystycznych cech osadów transportowanych i deponowanych przez płynącą wodę. Płaszczyzny największego przekroju ziaren zapadają pod prąd. Ziarno w takim położeniu znajduje się w najbardziej stabilnej pozycji względem przepływającego prądu, jednakże pod warunkiem gdy punkt jego podparcia umieszczony jest powyżej środka ciężkości tego ziarna. Kąt zapadania ziaren waha się od kilku do ok. 30° i zależy od stopnia wysortowania osadu (większy kąt w osadach lepiej wysortowanych) oraz od wielkości samych ziaren (im większe ziarna tym większy kąt podprądowego nachylenia). Aby określić kierunek płynięcia paleoprądu należy w odsłonięciu odszukać przekrój z maksymalnymi kątami upadu otoczek.

Imbrykacja pozorna – nachylone ułożenie większych izolowanych otoczek, nie mających jednakże punktów podparcia (niezbędnych do zachowania stabilnej, podprądowej pozycji.). **IP** powstaje wskutek ześlizgiwania się większych ziaren po zaprądowych zboczach form dna. Ziarna w takiej sytuacji odzwierciedlają kąt nachylenia tworzących się skośnych warstw ryc. 3-18).

4.2. Orientacja ziaren w osadach

4.2.1. Orientacja ziarna w osadach rzecznych. Osady gruboklastyczne – imbrykacja, piasek – lineacja prądowa, podrzędnie orientacja poprzeczna. Ze względu na znaczne zakłócenia przepływu w przydennej partii prądu w osadach rzecznych obserwuje się znaczną dyspersję (rozrzut) orientacji ziaren (ryc. 3-20).

4.2.2. Orientacja ziarna w osadach plażowych.

Materiał gruboklastyczny – imbrykacja (berm – terasa burzowa, sztormowy zmyw wstępujący), piasek – bimodalna lineacja prądowa (zmyw wstępujący i zstępujący)

4.2.3. Orientacja ziarna w osadach lodowcowych.

Okruchy skalne w osadach morenowych ułożone są dłuższymi osiami równoległe do kierunku przemieszczania się lodu (lineacja).

4.2.4. Orientacja elementów szkieletowych organizmów.

Elementy szkieletowe organizmów, podobnie jak ziarna klastyczne mogą uzyskiwać uprzywilejowane względem prądu kierunki ułożenia (orientacja mechaniczna).

Pojedyncze skorupy orientowane są najczęściej wypukłą stroną ku górze (pozycja stabilna), dzięki czemu mogą być wykorzystywane jako wskaźnik stropu ławicy (Schrock, 1948). Orientacja odwrotna obserwowana jest znacznie rzadziej (opadanie skorup w spokojnej wodzie, depozycja z prądów zawieszinowych lub innego typu spływów grawitacyjnych).

Orientację równoległą do kierunku płynięcia prądu uzyskują najczęściej elementy szkieletowe ze środkiem ciężkości położonym w okolicach jednego z końców np. muszli (ryc. 3-25). Skorupy o wydłużonych, jednakże walcowatych kształtach, podobnie jak ziarna klastyczne często uzyskują orientację poprzeczną do kierunku prądu (3-24).

Niezależnie od kształtu muszli orientacja zależy także od sposobu transportu (jednokierunkowy przepływ lub oscylacyjne falowanie, ryc. 3-25, 3-26).

W analizie rozkładu kierunków ułożenia, jak zawsze należy pamiętać o reprezentatywnej próbie pomiarów. Dane uzyskiwane w wyniku pomiaru orientacji fauny należy traktować z ostrożnością w określaniu kierunku paleoprądów i jeżeli jest to możliwe jako dane pomocnicze (uzupełniające) dla pomiarów pochodzących z innych źródeł (ślady i hieroglify narzędziowe, struktury sedymentacyjne).

XVII SRUKTURY SEDYMENTACYJNE

Struktury sedymentacyjne (SS) – formy przestrzenne ułożenia materiału osadowego. SS można obserwować dzięki zmianom cech teksturalnych osadu, zmianom składu mineralnego, a niekiedy także zmianom barwy składników ziarnowych.

SS dzieli się na dwie grupy:

1. **pierwotne (PSS),**
2. **wtórne (WSS).**

PSS – tworzą się w czasie powstawania osadu lub później, ale przed lityfikacją (konsolidacją) utworów w których występują. Powstawanie PSS zależy głównie od czynników fizycznych, dlatego struktury tego samego typu mogą występować w utworach różniących się składem mineralnym. PSS mają duży wpływ na interpretację środowiska sedymentacji, gdyż dostarczają ważnych informacji na temat genezy skał (depozycji, erozji, deformacji). W poznawaniu genezy PSS podstawową rolę odgrywają badania struktur w osadach współczesnych oraz badania eksperymentalne.

WSS – są zwykle pochodzenia diagenetycznego np. struktury gruzłowe i soczewkowe w utworach kredowatych (ryc. 7-28, ZS, str.306) lub tzw. pierścienie Liesegang’a.

PSS dzieli się z genetycznego punktu widzenia (ze względu na proces, który przyczynił się do powstania danej struktury) na:

1. **depozycyjne,**
2. **erozyjne,**
3. **deformacyjne,**
4. **biogeniczne,**
5. **biosedymentacyjne (biodepozycyjne).**

JEDNOSTKI WARSTWOWANIA

Pojęcia podstawowe

Powszechną cechą większości skał osadowych (luźnych i zwięzłych) jest tzw. **warstwowanie**, czyli zjawisko występowania **warstw**.

Warstwa – nagromadzenie osadu, ograniczone powierzchniami powstałymi na drodze procesów sedymentacyjnych (dolna powierzchnia – **spąg**, górna – **strop**). Warstwa jest pojęciem ogólnym, nie precyzującym rozmiaru nagromadzonego osadu, jego składu mineralnego, cech teksturalnych i struktur sedymentacyjnych, ani zwięzłości. Granice między warstwami mogą być stopniowe (gradacyjne) lub ostre.

Terminami o bardziej sprecyzowanym znaczeniu w odniesieniu do nagromadzeń osadu są **ławica** i **lamina**.

Ławica – wyraźnie indywidualizująca się (wyodrębniająca się) w profilu osadów główna jednostka warstwowania (ryc. 4-2, ZS. Str. 122), związana zwykle z pojedynczym aktem depozycyjnym. Miąższość ławic waha się w przedziale od cm do m (tab. 4-1, ZS, str. 123). Jednostką niższego rzędu mogą występować w obrębie niektórych typów ławic jest tzw. **człon** ławicy (np. litofacja SM: człon piaskowcowy powiązany genetycznie z pokrywającym go członem mułowcowym – przykład ławicy fliszowej utworzonej z prądu zawieszinowego, ryc. 5 PD).

W obrębie jednego z członów ławicy (np. piaskowcowego) mogą występować niekiedy części reprezentujące odmienne wykształcenie wewnętrzne – tzw. **interwały depozycyjne (ID)**. Obecność ID dowodzi kilku etapów w procesie sedymentacji, różniących się mechanizmami depozycji materiału ziarnowego. Ławice mogą być wewnętrznie warstwowane, laminowane, bądź wykształcone bezładnie (masywnie).

Lamina – warstewka o niewielkiej miąższości, rzędu mm do cm (tab. 4-1, ZS, str.123), makroskopowo nie wykazująca wewnętrznego podziału na jeszcze mniejsze jednostki warstwowania. W przypadku występowania w osadzie grupy lamin mówi się o tzw. **laminacji**. Lamininy mogą grupować się w tzw. **zestawach lamin**, a zestawy w tzw. **wielozestawach lamin** (ryc. 4-1, ZS, str. 121).

Zestaw lamin – grupa lamin ułożonych w pewnym porządku geometrycznym, tworzących ławicę (ryc. 4-1, ZS, str. 121).

Wielozestaw lamin – grupa tego samego typu i rzędu wielkości zestawów lamin, tworzących zwykle ławicę (ryc. 4-1, ZS, str. 121).

Określenia zestaw i wielozestaw lamin zwykle stosowane są do opisu jednostek warstwowania reprezentujących struktury warstwowania i/lub laminacji przekątnej.

Miąższość i zasięg lateralny warstw (ławic)

Każda warstwa charakteryzuje się określoną miąższością (grubością) i rozprzestrzenieniem poziomym (zasięgiem lateralnym).

Analiza zmian miąższości jednostek warstwowania w profilu utworów, w powiązaniu z lateralną regularnością uławicenia oraz typem osadu jest jednym z kryteriów wydzielania tzw. **sekwencji depozycyjnych**. **Sekwencje pozytywne** – posiadają m.in. malejące w kierunku stropu profilu miąższości ławic, natomiast **sekwencje negatywne**, zwane także kompensacyjnymi – charakteryzują się m.in. wzrostem miąższości ławic ku stropowi.

Analiza sekwencji daje przesłanki do interpretacji środowiskowych np. sekwencje negatywne w utworach fliszowych mogą być utożsamiane z tzw. **lobami depozycyjnymi stożków podmorskich**, a sekwencje pozytywne z wypełnieniami **kanałów**.

Zróznicowanie miąższości i lateralnego zasięgu poszczególnych warstw decyduje o regularności warstwowania (tab. 4-2 i ryc. 4-4, SZ, str. 124 i 125).

1. STRUKTURY DEPOZYCYJNE (SD)

SD – tworzą się w trakcie procesu depozycji (gromadzenia) materiału osadowego w basenach sedymentacyjnych. Obraz geometryczny SD zależy od przekroju, w którym są obserwowane. Do SD należą:

1.1. Uławicenie.

1.2. Laminacja:

1.2.1. laminację równoległą (=poziomą, =horyzontalną):

1.2.1.1. płaska laminacja równoległa (ryc. 4-10, ZS, str. 130),

1.2.1.2. falista laminacja równoległa

1.2.2. laminacja przekątna (małej skali, związana z małymi riplemarkami):

1.3. Warstwowanie przekątne (= laminacja przekątna dużej skali, związana z migracją dużych form dna i powierzchni terenu – fale piaskowe, duże riplemarki, wydmy):

1.3.1. warstwowanie przekątne płaskie:

1.3.1.1. tabularne (fale piaskowe w środowisku wodnym),

1.3.1.2. klinowe (wydmy, zasy py piaskowe w środowisku eolicznym);

1.3.2. rynnowe (duże riplemarki w środowisku wodnym).

1.4. Warstwowanie nachylone.

1.5. Uziarnienie frakcjonalne:

1.5.1. normalne,

1.5.2. odwrócone,

1.5.3. pensymetryczne.

1.6. Struktura masywna (=bezlądna)

1.7. Struktury fenestralne.

1.1. Uławicenie – wynik zmian w procesie akumulacji wywołanych przez np.:

1.1.1. Sezonowe i/lub długotrwale zmiany klimatyczne.

1.1.2. Powtarzające się zjawiska katastrofalne:

1.1.2.1. powódzie,

1.1.2.2. sztormy,

1.1.2.3. fale tsunami,

1.1.2.4. wybuchy wulkanów,

1.1.2.5. spływy grawitacyjne.

1.1.3. Wzrost i wymieranie organizmów.

1.1.4. Migracja dużych form akumulacyjnych (np. fal piaskowych, wydmy).

Uławicenie podkreślone jest powierzchniami granicznymi warstw, tzw międzyławicowymi **fugami**, które są zazwyczaj głównymi powierzchniami poziomej oddzielności skały. Obecność powierzchni międzyławicowych często podkreślona jest dzięki efektom wietrzenia, ługowania lub synsedymentacyjnej erozji (**powierzchnie amalgamacji**). Zależy także od typu skały (skład mineralny, cechy teksturalne, struktury sedymentacyjne) (ryc. 4-5 i 4-6, ZS, str. 125 i 126).

1.2. Laminacja – wielokrotne powtarzanie się warstewek zasługujących na miano lamin. Indywidualizowanie się lamin może być podkreślone:

- zmianą wielkości składników ziarnowych,
- zmianą składu mineralnego,
- zmianą barwy,
- obecnością substancji organicznej,
- obecnością materiału biogenicznego.

Szczególne odmiany laminacji przekątnej związane są z naprzemienną depozycją materiału piaszczystego i/lub pyłowego, deponowanego w warunkach przepływu prądu i materiału ilowego i/lub mułowego akumulowanego z zawiesiny w warunkach generalnego braku przepływu prądu. W zależności od proporcji pomiędzy wyżej opisanymi składnikami osadu wyróżnia się:

- **laminację smużystą,**
- **falistą,**
- **soczewkową** (ryc. 4-40, ZS, str. 153, 4-11, ZS, str. 130, 4-39, ZS, str. 153).

Laminacja smużysta – dominują ripplemarki, przedzielone cienkimi, nieciągłymi laminami mułu i/lub iłu, niekiedy uwęglonej substancji organicznej (detrytusu).

Laminacja falista – podobny udział składników osadu. Lamininy mułowe tworzą zwykle ciągłe poziomy.

Laminacja soczewkowa – dominuje muł, w obrębie którego pojawiają się pojedyncze ripplemarki.

Lineacja oddzielnościowa (LO) – charakterystyczna rzeźba powierzchni wewnątrzławicowych, uwidaczniająca się wskutek odspajania laminowanego piaskowca wzdłuż płaszczyzn oddzielności (ryc. 4-12, ZS, str. 132). Występowanie smug prądowych i orientacji ziaren dłuższymi osiami zgodnie z kierunkiem przepływu (**lineacja ziarnowa**) związane jest z działaniem niewielkich, przeciwnie skierowanych spiral prądowych (ryc. 4-13, ZS, str. 133). LO jest jednym ze wskaźników kierunkowych paleotransportu materiału okruszowego.

Ripplemarki – mają postać nierówności (zmarszczek, pofalowań), rozmieszczonych rytmicznie na **powierzchni** osadu. Powstają głównie w wyniku trakcyjnego przemieszczania materiału ziarnowego przez prądy (wody lub powietrza). Tworzeniu ripplemarków towarzyszy powstawanie charakterystycznych struktur wewnętrznych w postaci laminacji przekątnej małej skali (małe ripplemarki) lub warstwowania przekątnego (= laminacji przekątnej dużej skali) (typu rynnowego – duże ripplemarki).

Ze względu na kształt ripplemarków w planie można ogólnie wyróżnić:

- ripplemarki proste (o grzbietach prostolinijnych),
- ripplemarki językowate (przypominające języki wysunięte w kierunku płynięcia prądu,
- ripplemarki półksiężycowe (o grzbietach wypukłych pod prąd).

Ripplemarki obserwowane w naturze mają zwykle bardziej skomplikowane wzory (ryc. 4-16, ZS, str. 135).

Małe ripplemarki prądowe (wielkość rzędu kilku do kilkunastu cm, dolny reżim przepływu, asymetryczny profil). Wraz ze wzrostem prędkości przepływu grzbiety ripplemarków stają się coraz krótsze i bardziej wygięte (ryc. 4-17, ZS, str. 136).

Małe ripplemarki falowe (wysokość do 25 cm, symetryczny lub asymetryczny profil o zróżnicowanym kierunku nachylenia stronszego zbocza, ryc. 4-18, ZS, str. 137). Inne cechy charakterystyczne to: zestawy lamin oddzielone powierzchniami niezgodności, ciągłe przechodzenie lamin z jednego ripplemarka na drugi, szewronowy układ lamin pod grzbietem ripplemarka. Dolna granica warstwy utworzonej przez ripplemarki falowe jest zwykle falista lub składa się z nieregularnych zagłębień.

Małe ripplemarki eoliczne (długie, mało kręte, asymetryczne grzbiety, zorientowane prostopadłe do kierunku wiatru, wysokość rzędu mm rzadko przekracza 1cm, przewaga grubszych ziaren w grzbietowej części ripplemarków, zwykle makroskopowo nie dostrzegalne są struktury wewnętrzne, zwykle słabo widoczna jest laminacja przekątna (jednorodność materiału plus bardzo dobre wysortowanie).

1.3. Warstwowanie przekątne – struktura wewnętrzna osadów (zwykle psamitowych), polegająca na występowaniu warstw sedymentacyjnie nachylonych w stosunku do pierwotnie **poziomej** powierzchni depozycyjnej. Warstwowanie przekątne, podobnie jak laminacja przekątna małej skali powstaje w rezultacie depozycji materiału ziarnowego przemieszczanego głównie w trakcji przez prąd wody lub powietrza. W przypadku gdy warstwy przekątne są laminami można używać terminu laminacja przekątna dużej skali, potocznie jednak mówi się o warstwowaniu przekątnym.

W zależności od kształtu granicznych powierzchni zestawów warstw (i/lub lamin) wyróżnia się dwa główne typy warstwowania przekątnego dużej skali: **płaskie i rynnowe**.

Dla pewności określenia typu warstwowania konieczna jest obserwacja przekroju zarówno prostopadłego, jak i równoległego do kierunku prądu (ryc. 4-30, ZS, str. 148).

1.3.1. płaskie – zestawy ograniczone mniej więcej płaskimi powierzchniami:

1.3.1.1. tabularne płaskie (fale piaskowe w środowisku wodnym) – powierzchnie graniczne zestawów są mniej więcej równoległe na znacznym odcinku (4-32, ZS, str. 149). Jeżeli zestawy tabularne powstają w wyniku przepływu skierowanego raz w jedną raz w przeciwną stronę to tworzy się tzw. **warstwowanie przekątne jodełkowe** (ryc. 4-34, ZS, str. 150).

1.3.1.2. klinowe płaskie (wydmy, zaspy piaskowe w środowisku eolicznym) – powierzchnie graniczne zestawów są wyraźne zbieżne (klinowe).

1.3.2. rynnowe (małe i duże ripplemarki w środowisku wodnym) – zestawy o wklęsłych dolnych powierzchniach zestawów. Powstaje w wyniku wkraczania ripplemarków (dużych) na powstające przed nimi erozyjne zagłębienia. (ryc. 4-21, ZS, str. 140).

W zależności od typu kontaktu lamin z górną i dolną powierzchnią graniczną zestawu (w przekroju równoległym do kierunku prądu) wyróżnia się ogólnie tzw. **dochodzenie kąto-we proste** oraz **sigmoidalne (styczne)** (ryc. 4-22, ZS, str. 141). Kontakt kątowy lamin z górną powierzchnią świadczy o częściowej erozji tej powierzchni, a sigmoidalny o braku erozji.

Laminy obserwowane w przekroju poprzecznym mogą mieć różne kształty (płaskie, wygięte ku dołowi, ku górze faliste, ryc. 4-22, ZS, str. 141). Dodatkowo w zestawach rynnowych ułożenie lamin przekątnych, obserwowane w przekroju prostopadłym do kierunku prądu może być symetryczne lub asymetryczne (ryc. 4-23, ZS, str. 141).

Geneza laminacji przekątnej małej skali i warstwowania przekątnego

Laminacja przekątna małej skali oraz warstwowanie przekątne powstają wskutek sukcesywnego przyrastania lamin na zaprądowych stokach form depozycyjnych (małe i duże ripplemarki, fale piaskowe, wydmy). Ziarna transportowane trakcyjnie po doprądowym stoku formy) ulegają lawinowemu osypywaniu na stokach zaprądowych (kąt naturalnego zsypania ok. 33°). Natomiast mniejsze ziarna transportowane saltacyjnie wyrzucane są poza grzbiety formy i opadają w różnych częściach stoku.

W zależności od warunków depozycji (średnica ziaren / energia przepływu) stoki zaprawowe, a tym samym laminy przekątne, mogą uzyskiwać różny kształt (ryc. 4-25, ZS, str. 143):

- prosty (kątowy),
- tangencjalny,
- sigmoidalny.

Warstwowanie przekątne ma szansę trwałego zachowania się w osadzie, pod warunkiem przewagi efektów depozycji nad skutkami erozji. Takie warunki sprzyjają wkraczaniu nowych form depozycyjnych na uprzednio utworzone. Efektem agradacji jest powstawanie wielozestawów lamin (ryc. 4-27, ZS, str. 145).

[Specyficzną odmianą warstwowania przekątnego są struktury tzw. wstępujących ripple-marków (ryc. 4-28, ZS, str. 146, ryc. 4-36, ZS, str. 151 i ryc. 4-37, ZS, str. 152)].

1.4. Warstwowanie nachylone – struktura wewnętrzna osadów (powstająca w wyniku akrecji lamin), polegająca na występowaniu warstw sedymentacyjnych nachylonych, ale do pierwotnie **nachylonej** powierzchni depozycyjnej (warstwowanie stożków osypiskowych, warstwowanie łachy meandrowej – na zakolu rzeki (ryc. 4-43, ZS, str. 156), laminacja morskich wałów brzegowych – strefa zmywu (ryc. 12-67, ZS, str. 470), warstwowanie czoła delty).

1.5. Uziarnienie frakcjonalne – wyrażone jest zmianą wielkości ziaren w pionowym profilu pojedynczej warstwy. Wyróżniamy:

1.5.1. uziarnienie frakcjonalne normalne – wielkość ziaren zmniejsza się w kierunku stropu warstwy (depozycja materiału ziarnowego z suspensji – prądy zawieszinowe, a także depozycja związana z malejącą siłą przepływu prądu),

1.5.2. uziarnienie frakcjonalne odwrócone – wielkość ziaren zwiększa się ku górze (depozycja związana ze wzrastającą energią przepływu),

1.5.3. uziarnienie frakcjonalne pensymetryczne – wielkość ziarna początkowo rośnie poczym zaczyna maleć (ryc. 4-45, ZS, str. 158).

1.6. Struktury masywne (=bezladne) – genetyczny brak laminacji osadu występuje np. w: utworach rafowych i biohermowych, a także lodowcowych – moreny, piroklastycznych – tufy, eolicznych – lessy. Brak laminacji w obrębie pojedynczych ławic może być spowodowany bardzo szybką depozycją materiału osadowego, a także zatarciem pierwotnych struktur w wyniku **upłynnienia osadu** lub **bioturbacji** (intensywnej działalności organizmów mułozernych). Niekiedy laminacja osadu jest makroskopowo niedostrzegalna i ujawnia się dopiero w szlifach mikroskopowych lub np. na rentgenowskich zdjęciach.

1.7. Osobną grupę sedymentacyjnych struktur depozycyjnych mogą stanowić tzw. struktury fenestralne (oczkowe) – Wypełnienia pierwotnych porów i pustek występujących w utworach węglanowych.

2. STRUKTURY EROZYJNE (SE)

SE – powstają w osadach wskutek niszczącej działalności prądów.

2.1. Kanały erozyjne.

2.2. Rozmycia erozyjne.

2.3. Ślady erozyjne:

2.3.1. ślady prądów:

2.3.1.1. jamki wirowe,

2.3.1.2. ślady opływania,

2.3.1.3. grzbiety prądowe:

2.3.1.3.1. dendrytyczne grzbiety prądowe,

2.3.1.3.2. podłużne grzbiety prądowe;

2.3.1.4. bruzdy prądowe,

2.3.1.5. ślady pierzaste;

2.3.2. ślady przedmiotów:

2.3.2.1. ślady wleczenia,

2.3.2.2. ślady toczenia,

2.3.2.3. ślady uderzeń;

2.3.2.3.1. zadziory uderzeniowe,

2.3.2.3.2. ślady poślizgów,

2.3.2.3.3. zmarszczki czołowe;

2.3.3. ślady kropel deszczu.

2.1. Kanały erozyjne (KE) – należą do największych SE (głębokość/szerokość rzędu pojedynczych metrów do nawet kilkuset metrów, długość nawet wiele km – kaniony podmorskie). KE powstają w wyniku przepływu silnego, skoncentrowanego prądu (największe w wyniku długotrwałego, nie zmieniającego położenia przepływu). Podwodne KE przypominają formą koryta rzeczne. Kanały mogą występować pojedynczo w serii osadów, przy czym wypełnianie osadem może odbywać się w trakcie jednego aktu depozycyjnego lub wieloetapowo (depozycja, częściowa erozja itd.). W wyniku agradacji serii osadowej mogą tworzyć sekwencje kanałowe złożone z wielu nakładających się na siebie (niekiedy częściowo erodujących wcześniej utworzone sekwencje) zagłębień. Trakty kanałowe mogą także być stabilne lub mogą migrować. Cechą charakterystyczną kanałów jest ich erozyjny kontakt z otaczającymi utworami (ryc. 4-46, ZS, str. 160). Ponadto kanały wypełnione są zwykle materiałem grubiejokruchowym od materiału otoczenia. Niekiedy obserwuje się spadek wielkości ziarna w kierunku stropu sekwencji. Jeżeli wypełnianie kanału jest wieloetapowe to spadkowi grubości ziarna może towarzyszyć także zmniejszanie miąższości kolejnych ławic, (tzw. sekwencja pozytywna). W osadach kopalnych kanały obserwuje się najczęściej w przekrojach, w szczególności w przekrojach poprzecznych, w których najłatwiej można je rozpoznać. Wyznaczenie osi kanału może posłużyć jako bardzo dobry wskaźnik kierunkowy paleotransportu.

2.2. Rozmycia erozyjne (RE) – niewielkich rozmiarów, płytkie (do ok. 1m) i rozległe zagłębienia, bez wyraźnie zdefiniowanej osi, powstające w analogiczny sposób jak kanały erozyjne. Termin ten stosowany jest także do pochyłych ścież erozyjnych, na których kończy się lateralna ciągłość ławicy.

2.3. ślady erozyjne (ŚE) – powstają wskutek działalności erozyjnej prądu lub przy udziale niesionych prądem przedmiotów. Odlewy ŚE noszą nazwę **hieroglifów erozyjnych**.

2.3.1. ślady prądów (ŚP) – tworzą się w wyniku bezpośredniej działalności erozyjnej prądu. Są to powierzchniowe formy erozyjne tworzące się wskutek działalności wirów prądowych, przepływających ponad nie skonsolidowanym osadem. ŚP rzadko zachowują się w stanie kopalnym w swojej oryginalnej postaci (jako wgłębienia na stropie ławicy). Znacznie częściej zachowują się w postaci odlewów śladów, czyli tzw. **hieroglifów prądowych** (jako wypukłości na spągu ławicy). ŚP tworzą się najczęściej na powierzchni osadów odznaczających się wysokim stopniem spoistości (kohezji – ily, muły), dzięki czemu na dnie mogą powstawać ostro zarysowane zagłębienia. Zachowaniu się ŚP w stanie kopalnym sprzyja szybkie ich zasypianie przez materiał piaszczysty (ryc. 4-49, ZS, str. 163). Ślady i hieroglify dostarczają wielu cennych informacji o genezie osadu, a tym samym o środowisku sedymentacyjnym jego powstawania.

2.3.1.1. Jamki wirowe (JW) – Odlewy JW. Mają postać asymetrycznych wyniosłości wydłużonych zgodnie z kierunkiem prądu, obserwowanych na dolnych (spągowych) powierzchniach ławic. Zakończenia od strony podprądowej zazwyczaj są ostro zarysowane i stromo wzniesione ponad otoczenie. W kierunku płynięcia prądu hieroglif ulega rozplaszczeniu i stopniowemu zanikaniu (ryc. 4-50, ZS, str. 164). JW powstają w wyniku działalności erozyjnej niewielkich, wędrujących z prądem wirów (ryc. 4-53, ZS, str. 165). Za pewną odmianę JW można uznać formę powstającą wskutek erozji dna przez stacjonarny wir, tworzący się tuż za stromym załamaniem dna czyli tzw. **kocioł wirowy** (ryc. 4-47, ZS, str. 161).

2.3.1.2. Ślady opływania (ŚO) – powstają w wyniku działalności erozyjnej prądu przepływającego wokół znajdującego się na dnie przedmiotu (ryc. 4-56, ZS, str. 167). Odlewy śladów opływania mają charakterystyczny podkowiasty kształt, wypukłością skierowaną pod prąd (ryc. 4-57, ZS, str. 168).

2.3.1.3. Grzbiety prądowe (GP) – powstają na powierzchni osadu, w strefie przeciwnie skierowanych (zbieżnych i rozbieżnych) spiral prądowych. Wynikiem działania takiego układu prądów są wydłużone, równoległe do siebie grzbiety rozdzielone bruzdami.

2.3.1.3.1. dendrytyczne grzbiety prądowe – wąskie niewysokie grzbieciki, rozdzielone płaskimi szerokimi bruzdami. Grzbiety śledzone z kierunkiem prądu, łączą się ze sobą, tworząc rysunek zbiegających się dendrytycznie linii. Odlewy mają oczywiście formę zagłębień (rowków) obserwowanych na powierzchni spągowej ławicy (ryc. 4-58, ZS, str. 169).

2.3.1.3.2. podłużne grzbiety prądowe – zasadniczo równoległe do siebie grzbiety, rozdzielone znacznie węższymi i głębokimi bruzdami. Odlewy (ryc. 4-59, ZS, str. 170).

2.3.1.4. Bruzdy prądowe – mają postać wąskich, wijących się zagłębień, zwykle łączących się w kierunku płynięcia prądu. Odlewy (ryc. 4-60, ZS, str. 170).

2.3.1.5. Ślady pierzaste – powstają w wyniku pograżania się spiral prądowych w miękkim osadzie, wyniku czego dochodzi do utworzenia struktur o kształcie wachlarzowym. Odlewy tych struktur przypominają ptasie (strusie) pióra (ryc. 4-63, ZS, str. 173).

2.3.2. Ślady przedmiotów (ŚP) – powstają w wyniku wyżłobienia na powierzchni osadu zagłębień przez przedmioty przenoszone prądem. Odlewy ŚP noszą nazwę **hieroglifów narzędziowych** lub **mechanicznych**.

2.3.2.1. Ślady wleczenia – ślady na dnie pozostawione przez wleczone prądem przedmioty. Mają najczęściej formę prostolinijnych, wąskich i niezbyt głębokich bruzd, ograniczonych krawędziami równoległymi do kierunku prądu. Odlewy (ryc. 4-65, ZS, str. 175).

Zwrot kierunku prądu możliwy jest do określenia jedynie w przypadku zaobserwowania w końcu śladu przedmiotu, który ten ślad wykonał. Ze śladami wleczenia związane są tzw. **ślady strzałkowe**. Mają one postać zmarszczek w kształcie litery U lub V, wypukłością skierowanych w kierunku prądu (ryc. 4-66, ZS, str. 176). Powstają wzdłuż śladu wleczenia w wyniku tarcia wywieranego na osad przez narzędzie erozji.

2.3.2.2. Ślady toczenia – powstają w wyniku toczenia po dnie przedmiotów o regularnych kształtach np. kręgów rybich (ryc. .).

2.3.2.3. Ślady uderzeń (ŚU) – tworzą się podczas krótkotrwałych zetknięć unoszonych w prądzie przedmiotów z dnem. W zależności od kąta uderzenia mogą powstać:

2.3.2.3.1. zadziory uderzeniowe (ZU) – mają postać niewielkich, pogłębiających się i rozszerzających w kierunku prądu zagłębień. Odlewy ZU mają przeciwną w stosunku do odlewów JW asymetrię. Odmianą ZU mogą być tzw. **ślady przeskoków** charakteryzujące się pewną rytmicznością powstających przy udziale jednego przedmiotu, nieregularnych zagłębień (ryc. 4-68, ZS, str. 178). W przypadku przedmiotów o regularnych kształtach może dochodzić do utworzenia specyficznego wzoru śladów, na podstawie których możliwe jest odczytanie zwrotu kierunku prądu. (kręgi rybne, 4-69, ZS, str. 178),

2.3.2.3.2. ślady poślizgów (ŚP) – podobne w formie do ZU, mające jednakże bardziej płaski i rozmyty kształt,

2.3.2.3.3. zmarszczki czołowe – powstają w wyniku zgarnięcia osadu przez uderzający lub ślizgający się przedmiot.

Odlewy śladów przedmiotów (ryc. 4-70, ZS, str. 179).

2.3.3. Ślady kropel deszczu – masowo występujące zagłębienia powstające na powierzchni plastycznego osadu (mułu lub łu). Wytwarzane są przez krople deszczu. Ślady te świadczą o subaeralnych warunkach sedymentacji.

3. SEDYMENTACYJNE STRUKTURY DEFORMACYJNE (SD)

SD – to zaburzenia pierwotnej struktury osadu, powstałe przed jego lityfikacją. Tworzą się one w wyniku:

3.1. Grawitacyjnych ruchów masowych:

- 3.1.1. obrywy skalne,
- 3.1.2. podwodne ześlizgi,
- 3.1.3. płynięcie mas plastycznych,
- 3.1.4. grawitacyjne spływy osadu.

3.2. Niestatecznego warstwowania gęstościowego,

- 3.2.1. sople,
- 3.2.2. diapiry,
- 3.2.3. struktury kropłowe,
- 3.2.4. pograży.

3.3. Upłynnienia osadu,

3.3.1. żyły klastyczne

3.3.2. struktury ucieczkowe:

- 3.3.2.1. formy wewnętrzne:
 - 3.3.2.1.1. struktury miseczkowe,
 - 3.3.2.1.2. kanały ucieczkowe;
- 3.3.2.2. formy powierzchniowe:
 - 3.3.2.2.1. miniaturowe wulkany piaszczyste,
 - 3.3.2.2.2. ślady pęcherzy gazowych.

3.4. Deformacyjnego działania prądów:

3.4.1. uławicenie zaburzone:

- 3.4.1.1. uławicenie zaburzone rozdrobnione,
- 3.4.1.2. uławicenie zaburzone nierozdrobnione;

3.4.2. Warstwowanie konwolutne.

3.5. Wysychania lub kurczenia osadu:

- 3.5.1. szczeliny z wysychania,
- 3.5.2. zwitki błotne,
- 3.5.3. spękania synerezyjne.

3.6. Działalności organizmów żyjących w osadzie.

3.6.1. bioturbacje.

3.1. Grawitacyjne ruchy masowe – przemieszczanie osadów pod działaniem siły ciężkości.

W zależności od charakteru i sposobu zachowania się przemieszczanego materiału wyróżnia się następujące typy podwodnych ruchów masowych:

- 3.1.1. obrywy skalne,
- 3.1.2. podwodne ześlizgi,
- 3.1.3. płynięcie mas plastycznych,
- 3.1.4. grawitacyjne spływy osadu.

3.2. Niestateczne warstwowanie gęstościowe (NWG) – niestabilny układ dwóch (mających plastyczną lub płynną konsystencję) warstw o różnej gęstości. Jeżeli warstwa o gęstości większej znajduje się ponad warstwą o mniejszej gęstości to występuje tzw. **układ „ba”**, czyli NWG (ryc. 4-79 i 4-80, ZS, str. 189).

Układy typu „ba” będą dążyć w kierunku osiągnięcia statecznego (stabilnego) warstwowania gęstościowego – typu „ab”. Powszechnie obserwowanymi strukturami, powstającymi w czasie stabilizacji układu są:

- 3.2.1. sople,
- 3.2.2. diapiry,
- 3.2.3. struktury kropłowe,
- 3.2.4. pograży.

Pograży – tworzą się w przypadku tylko częściowego pogrążenia spągu warstwy „b” np. piasku, który został zdeponowany na warstwie „a” np. mułu (częste zjawisko w utworach fliszowych).

3.3. Upłynnienie osadów – w przypadku osadów pylastych lub piaszczystych, w wyniku zwiększenia ciężaru nadkładu, nasycenia wodą lub przebudową cząstek osadu (upakowanie) następuje zmniejszenie porowatości, prowadzące do zwiększenia ciśnienia porowego. Wytrzymałość na ścinanie osadu poddanego wyżej wymienionym czynnikom może spaść do zera i osad nabiera właściwości cieczy ulegając spontanicznemu upłynnieniu. W nasyconych wodą ilach zjawisko spontanicznego upłynnienia polega na przejściu tzw. **żelu** w **zol** i nosi nazwę **tiksotropii**. Cechą upłynnionego osadu jest to, że może on równie szybko nabierać własności dylatacyjnych i przechodzić w stan stały ulegając tzw. „zamrożeniu”. Upłynnione osady mogą być przykładem tzw. **układów spustowych** (wyzwolona energia układu spustowego i skutki jego działania są niezależne od wywołującego go impulsu. Często także energia US jest niewspółmiernie duża do tego impulsu).

3.3.1. Żyły klastyczne – struktury zbudowane z materiały okruchowego (klastycznego), przypominające swoją formą oraz stosunkiem do otaczających je skał żyły intruzywne (plutoniczne) (ryc. 4-89, ZS, str. 196). Mechanizm powstawania żył klastycznych polega na wciskaniu upłynnionego osadu w warstwy otaczające. Żyły mogą mieć przebieg zgodny z uławiceniem skał otoczenia (sille klastyczne), bądź niezgodny (dajki klastyczne). Upłynnienie materiału ma najczęściej związek ze wzrostem ciśnienia porowego, spowodowanym ciężarem nadkładu.

3.3.2. Struktury ucieczkowe (SU) – powstają w nie skonsolidowanym osadzie, w wyniku wyciskania wody porowej pod wpływem ciśnienia związanego z ciężarem nadkładu.

3.3.2.1. Formy wewnętrzne (wewnątrzławicowe, obserwowane głównie na przekrojach ławic):

3.3.2.1.1. struktury miseczkowe (SM) (utworzone przez cienkie, ciemno zabarwione, nieciągle ilaste i/lub pyłowe laminy, przypominające kształtem miseczki, ryc. 4-90, ZS, str. 198),

3.3.2.1.2. kanały ucieczkowe (KU).

3.3.2.2. Formy powierzchniowe (obserwowane na powierzchniach stropowych ławic):

3.3.2.2.1 miniaturowe wulkany piaszczyste,

3.3.2.2.2 ślady pęcherzy gazowych.

3.3.2.1.1. SM – powstają w wyniku nagromadzenia najdrobniejszych cząstek przenoszonych przez wyciskaną w kierunku stropu profilu wodę. Woda napotykając na swej drodze strefę o zmniejszonej przepuszczalności zmuszona jest do płynięcia na pewnym odcinku poziomo, tworząc przy okazji laminę wzbogaconą w cząstki ilaste i/lub pylaste. Wzrost ciśnienia może powodować lokalne przebijanie się przez strefę nieprzepuszczalną powodując wygięcie lamin ku górze.

3.3.2.1.2. KU – pionowe, owalne kolumny wypełnione zhomogenizowanym (jednorodnym materiałem pozbawionym laminacji), piaszczystym osadem. KU można zaobserwować dzięki ich jaśniejszej barwie spowodowanej pozbawieniem osadu cząstek ilastych oraz z powodu występowania ich wśród utworów laminowanych. (ryc. 4-91, ZS, str. 199). KU świadczą o gwałtownym, skoncentrowanym przepływie wód porowych, powodujących lokalne upłynnienie materiału ławicy. W przypadku przebiccia przez KU całej miąższości ławicy na jej stropie może powstać miniaturowy krater (wulkan piaszczysty, ryc. .).

3.4. Deformacyjne działanie prądów – polega na nacisku wywieranym na osad przez przepływający ponad nim prąd. Efektem działania nacisku jest przerywanie ciągłości warstw lub ich pofałdowanie. W powierzchniowych partiach osadu niewielkie struktury deformacyjne mogą powstawać w wyniku tarcia prądu zawiesinowego o dno (m.in. warstwowanie konwolutne). Produktem deformacyjnego działania prądów może być tzw. **uławicenie zaburzone (UZ)**.

3.4.1. UZ – może być także efektem grawitacyjnego przemieszczania osadu (podmorskich ruchów masowych). Cechą charakterystyczną UZ jest pofałdowanie, zmięcie i/ lub porozrywanie warstw osadu. Podstawowym kryterium odróżnienia deformacji sedymentacyjnych (UZ) od podobnie wyglądających deformacji tektonicznych jest występowanie UZ wśród ławic nie zaburzonych. Dodatkowo UZ można rozpoznać na podstawie sedymentacyjnego, stopniowego przejścia zaburzeń w osad nie zaburzony lub w przypadku zaobserwowania sedymentacyjnego ścięcia erozyjnego warstw zaburzonych przez utwory nadległe (ryc. 4-73, ZS, str. 183). Granica pomiędzy deformacjami sedymentacyjnymi i tektonicznymi jest nieostra. W przypadku np. **tektoniki grawitacyjnej (TG)** zaznacza się jedynie w skali zjawisk, a nie w ich charakterze (powstałe w wyniku TG wielkie fałdy, ze względu na skalę zjawisk zaliczane są tradycyjnie do elementów tektonicznych).

Na podstawie intensywności zaburzenia uławicenia wyróżnia się:

3.4.1.1. uławicenie zaburzone rozdrobnione (większość osadu została rozproszona, tworząc bezstrukturalną masę, w której tkwią chaotycznie rozmieszczone, różnej wielkości i kształtu fragmenty bardziej spoistych ławic, ryc. 4-74, ZS, str. 184). Pospolicie występują struktury określane mianem fałdów i płatów deformacyjnych (ryc. 4-76 i 4-77, ZS, str. 185, 186). Mniej lub bardziej zwinięte fragmenty ławic piaszczystych określa się jako tzw. **toczenie piaszczyste** (ryc. 4-78, ZS, str. 186).

3.4.1.2. uławicenie zaburzone nie rozdrobnione (główną część osadu stanowią pofałdowane ławice, częściowo ich fragmenty, ryc. 4-75, ZS, str. 185).

3.4.2. Warstwowanie konwolutne (WK) – polega na wewnątrzławicowym zaburzeniu układu lamin, obejmującym część lub całą miąższość ławicy. Zaburzenia w postaci mikrofałdów nie powodują jednakże ani deformacji powierzchni ławicy, ani zmian jej miąższości (ryc. 4-87, ZS, str. 194). Konwolucje rozwijają się stopniowo od spągu, osiągają maksimum w centrum ławicy, po czym ponownie stopniowo wygasają w kierunku stropu. WK(=laminacja konwolutna) występuje zwykle w utworach mułowcowych lub bardzo drobnopziarnistych piaszczystych.

Charakter deformacji wskazuje, że rozwijały się one w osadzie znajdującym się na granicy płynności lub całkowicie upłynnionym. Powstawanie WK związane jest m.in. z deformującym działaniem przepływającego prądu.

3.5 Spękania błotne – powstają wskutek zmniejszania się objętości nasyconego wodą osadu. Przyczyną kurczenia osadu w warunkach subaeralnych jest wysychanie osadu, a w warunkach subakwalnych (podwodnych) zjawiska synerezy.

3.5.1. szczeliny z wysychania (ryc. 4-92, ZS, str. 201),

3.5.2. zwitki błotne (ryc. 4-92, ZS, str. 201),

3.5.3. spękania synerezyjne – oddzielanie się fazy płynnej od stałej (zachodzące w żelu) przy jednoczesnym zmniejszaniem się objętości osadu. Odlewy spękań synerezyjnych obserwuje się niekiedy na stropowych powierzchniach piaskowców. Mają one postać grzbiecików powstałych jako wynik wypełniania szczelin tworzących się w nadległym mułowcu.

3.6. Deformacyjna działalność organizmów:

3.6.1. bioturbacje – zaburzenia w osadzie, powstałe dzięki działalności organizmów (głównie mułożernych). Penetracja przez organizmy osadu może doprowadzić do całkowitego zatarcia pierwotnych struktur sedymentacyjnych (homogenizacja osadu).

Na pograniczu struktury erozyjnej i deformacyjnej można sklasyfikować tzw. **toczeńce ilaste (TI)** – kuliste formy zbudowane z materiału spoistego (mułu lub iłu pochodzącego z erozji podłoża) występujące w obrębie utworów grubookruchowych (piasków lub żwirów. Odmianą TI są formy pokryte grubszym materiałem, niż materiał osadowy otoczenia (np. żwirem w obrębie utworów piaszczystych). Są to tzw. **uzbrojone toczeńce ilaste (UTI)**. TI oraz UTI pospolicie występują w osadach rzecznych. UTI znane są także z utworów fliszowych.

4. STRUKTURY BIOGENICZNE (SBg) (Skamieniałości śladowe)

SBg – są rezultatem życiowej działalności organizmów. Stanowią cenny wskaźnik charakteru środowiska sedymentacji. Zachowują się w postaci śladów oraz ich odlewów (hieroglifów). Ślady pozostawione przez określone organizmy mają charakterystyczne wzory, dzięki czemu mogą być traktowane jak „gatunki” i wyższe jednostki taksonomiczne na zasadach jakie stosuje się w paleontologii. Ślad kopalny może być zachowany na stropowej lub spągowej powierzchni ławicy. Na stropie w postaci pozytywu, a na spągu zarówno w postaci pozytywu jak i hieroglifu formy pierwotnej (ryc. 4-94, ZS, str. 203).

SBg mogą być klasyfikowane w oparciu o różne kryteria:

4.1. Podział śladów w zależności od czasu ich powstania:

- postdepozycyjne (powstałe po utworzeniu ławicy),
- predepozycyjne (powstałe przed osadzeniem ławicy).

4.2. Podział śladów ze względu na ich umiejscowienie w obrębie warstwy:

- na górnej powierzchni warstwy (epichnia),
- wewnątrz warstwy i wypełnione materiałem tej warstwy (endichnia),
- na dolnej powierzchni warstwy (hypichnia),
- ślady poza warstwą wypełnione materiałem innej warstwy (eksichnia). (ryc. 4-95, ZS, str. 204).

4.3. Podział śladów opierający się na zarejestrowanych w osadzie rodzajach czynności życiowych organizmów:

- Domichnia (jamki mieszkalne),
- Fodinichnia (jamki żerowiskowe),
- Pascichnia (ślady żerowania),
- Cubichnia (ślady spoczynku),
- Fugichnia (ślady ucieczki),
- Repichnia (ślady pełzania).

4.4. Podział śladów ze względu na strefy głębokościowe ich występowania (ryc. 4-96, ZS, str. 206):

- zespół Scoyenia (ładowy),
- zespół Scolithos (płytką strefa litoralna, głównie domichnia),
- zespół Glossofungites (głębsza strefa litoralna, głównie domichnia i cubichnia),
- zespół Cruziana (między linią odpływu, a podstawą falowania, głównie cubichnia),
- zespół Zoophycos (poniżej podstawy falowania, głównie fodinichnia),
- zespół Nereites (duże głębokości, głównie pascichnia).

Obecność SBg jest dowodem występowania natlenionych wód dennych. Dodatkowo masowe występowanie SBg świadczy o niskiej energii środowiska i powolnej sedymentacji.

Skalotocza – stanowią odrębną grupę wśród skamieniałości śladowych, pozostawiającą wydrążenia w twardym (zlitfikowanym) podłożu głównie węglanowym (ryc. 4-97, ZS, str. 208).

Dodatkowo często w wydrążeniach zachowują się szczątki drążących organizmów, które mogą posłużyć do interpretacji środowiskowych. Występowanie w profilu geologicznym warstw ze skalotoczami świadczy o występowaniu zlitfikowanego podłoża oraz o istnieniu przerw w akumulacji materiału osadowego, podczas których mogło dochodzić do zasiedlania podłoża przez organizmy drążące.

5. STRUKTURY BIOSEDYMENTACYJNE (SBs) (Biodepozycyjne)

Osobną grupę struktur sedymentacyjnych mogą stanowić tzw. struktury biosedymentacyjne (SBs), nazywane niekiedy organosedymenacyjnymi. SBs – powstają dzięki działalności organizmów (sinic, glonów, bakterii, okrzemek). Efektem ich działalności są tzw. **stromatolity**. Stromatolity charakteryzują się występowaniem drobnej, mniej lub bardziej równoległej laminacji. Mechanizm powstawania lamin polega na: „przechwytywaniu, wiązaniu i /lub wytrącaniu osadu w wyniku rozwoju i działalności metabolicznej mikroorganizmów, głównie sinic” (Awramik i Margolis, w: Walter 1976, str. 1) (ryc. 7-14, ZS, str. 272, Zarys Sedymentologii). Szczególnym rodzajem stromatolitu są **onkoidy** tworzące wapienie onkolitowe (onkolity) (ryc. 7-16, ZS, str. 274).

XIX ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE

Środowisko sedymentacyjne – (ogólnie mówiąc) jest obszarem akumulacji osadów.

W określonych typach środowisk sedymentacyjnych panują specyficzne warunki fizyczne, chemiczne i biologiczne, które wpływają na:

- procesy sedymentacyjne,
- gromadzące się osady.

Ze względu na charakter obszaru akumulacji wydziela się ogólnie:

- środowiska sedymentacyjne lądowe,
- środowiska sedymentacyjne morskie,
- środowiska sedymentacyjne mieszane (z wpływami zarówno lądu jak i morza).

Szczegółowe klasyfikacje środowisk sedymentacyjnych uwzględniają dodatkowe kryteria, np.:

- dominujące procesy sedymentacyjne,
- fizjograficzne cechy obszaru akumulacji,
- charakterystyczne zespoły osadów (asocjacje litofacjalne).

Ogólnie można wyróżnić kilkanaście podstawowych, wyraźnie indywidualizujących się środowisk sedymentacyjnych.

W obrębie określonego środowiska sedymentacyjnego wydziela się zwykle kilka podrzędnych środowisk zwanych **subśrodowiskami sedymentacyjnymi** np.:

1. środ. Sed. Rzeki meandrującej
 - 1.1. subśrod. sed. Koryta rzeki,
 - 1.2. subśrod. sed. Równi zalewowej, itp.

ŚRODOWISKO RZECZNE

Osady rzeczne zwane są **aluwiami**. Aluwia mogą być deponowane (=osadzane) przez wody płynące stale lub okresowo. Cechą każdej rzeki jest jednokierunkowy przepływ wody i związany z tym transport materiału osadowego wyłącznie w dół jej biegu.

Powszechne w rzekach zmiany stanu wody oraz charakterystyczne dla tego środowiska współistnienie stref akumulacji i erozji, powoduje, że znaczna część materiału ziarnowego jest wielokrotnie deponowana i erodowana. Przyrost osadów następuje gdy efekty depozycji są większe od skutków erozji.

Warunki akumulacji osadów rzecznych w różnych obszarach są w szczególności bardzo zróżnicowane.

Ogólnie można wydzielić dwa typy obszarów sedymentacji rzecznej:

1. stożki napływowe,
2. doliny rzeczne wraz z równiami zalewowymi.

Stożki napływowe (SN)

SN mają kształt wycinka płaskiego stożka, którego szczyt usytuowany jest u wylotu zasilającej go doliny (ryc. 12-1; Zarys Sedymentologii).

Rozległe SN powstają przede wszystkim u podnóża masywów górskich. Stożki takie często zrastają się ze sobą tworząc zwartą pokrywę.

W obszarach aktywnych tektonicznie (na skraju przedgórskich zapadlisk tektonicznych), obniżających się stopniowo w stosunku do przyległych obszarów zrębowych lub fałdowych osady stożków osiagają miąższości liczące nawet kilka km.

SN rozwijają się w różnych warunkach klimatycznych. Szczególnie charakterystycznym elementem rzeźby są one w strefach klimatu półsuchego oraz suchego.

Zbliżone kształtem do górskich stożków napływowych są tzw. **sandry** formowane na przedpolu topniejących lodowców.

Miejsce przecięcia się profilu dna doliny z powierzchnią otaczającego ją terenu nosi nazwę **punktu intersekcyjnego**.

Na powierzchni SN rozwija się radialny układ koryt. Koryta często zmieniają swoje położenie (migrują) i przemieszczają się po powierzchni stożka.

Czynniki sprzyjające powstawaniu SN:

1. duża ilość materiału okruchowego w obszarze zasilania (zlewni macierzystej doliny),
2. duże wahania przepływu wody,
3. brak szaty roślinnej.

Stożki formowane w warunkach stosunkowo wilgotnego klimatu zazwyczaj przechodzą stopniowo w równiny aluwialne rzek roztokowych.

Dystalna część stożków w strefach suchych i półsuchych kontaktuje często z obszarami typu **playa** (= sebha; ryc. 12-48).

Zdarza się też, że SN wkraczają bezpośrednio do jeziora lub morza. W takim przypadku mogą one kontynuować się jako tzw. **delty stożkowe** (= fan delty).

Osady stożków napływowych

1. Osady SN cechuje ogólnie niedojrzałość teksturalna.
2. Skład petrograficzny i mineralny zależy w dużym stopniu od typu skał budujących obszar źródłowy.
3. W osadach reprezentowane są frakcje żwirowe, piaszczyste i pelityczne, przy czym w kierunku dystalnym zaznacza się stosunkowo szybkie zmniejszanie maksymalnej średnicy i mediany ziarna.
4. Osady SN akumulowane są zwykle w warunkach oksydacyjnych i na ogół pozbawione są skamieniałości.
5. Procesy sedymentacyjne na powierzchni stożka związane są bądź z przepływem wody, lub z grawitacyjnymi spływami materiału ziarnowego.
6. Woda płynie zwykle systemem koryt typu roztokowego.
7. Na stożkach w strefie suchego i półsuchego klimatu dochodzi czasem do specyficznego spływu powierzchniowego zwanego **zalewem warstwowym** (ang. *sheet-flood*).
8. W warunkach gwałtownej ulewy woda pokrywa całą powierzchnię terenu. Zalew powierzchniowy szybko przekształca się w spływ systemem koryt.
9. Struktury sedymentacyjne: imbrykacja, warstwowanie przekątne dużej skali typu rynnowego (koryta); masywne (spływy rumoszowe), warstwowanie przekątne dużej skali typu tabularnego (zalew powierzchniowy).

Osady przetakowe (str. 394; op. cit.)

Na stożkach formowanych w warunkach półsuchego i suchego klimatu dużą rolę odgrywają grawitacyjne spływy osadu.

Typy spływów na lądzie:

- A. spływy ziarnowe (ang. *grain-flows*),
- B. spływy mułowe (ang. *mud-flows*),
- C. spływy rumoszowe (kohezyjne spływy rumoszowe) (ang. *cohesive debris-flows*).

Kohezyjne spływy rumoszowe (KSR) ograniczone są zwykle do proksymalnej, stronszej części stożka. Osady KSR tworzą językowatego kształtu nagromadzenia, wydłużone zgodnie z promieniem stożka (ryc. 12-2; Zarys Sedymetologii). Miąższość takich nagromadzeń waha się od kilku cm do kilku m. Materiał grubszy skoncentrowany jest zwykle w brzeżnych częściach i przy powierzchni jezora. Osady KSR są bardzo źle wysortowane i maksymalna średnica ziarna jest w nich kilkadziesiąt razy większa od mediany.

Model facjalny stożka napływowego (w warunkach klimatu suchego i półsuchego)

1. część proksymalna:
 - 1.1. dominują frakcje żwirowe, budujące poziomo warstwowane osady o zwartym szkielecie ziarnowym, powszechna jest także imbrykacja (osady wód płynących)
 - 1.2. oraz osady o rozproszonym szkielecie z mułowo piaszczystym spoiwem wypełniającym tzw. **matriks**, które pozbawione są warstwowania i imbrykacji (osady spływów rumoszowych).

2. obszar dystalny:

- 2.1. w osadach pierwszej facji (1.1.) zwiększa się udział piasku i pojawiają się coraz liczniejsze warstwowania przekątne dużej skali.
- 2.2. w osadach drugiej facji (1.2) coraz liczniejsze stają się wkładki masywnych mułowców piaszczystych.

Typy rzek

Na podstawie kryteriów morfologicznych wyróżnia się cztery typy rzek (ściślej mówiąc odcinków rzek (ryc. 12-4; op. cit.).

- 1. Rzeki prostolinijne** – płyną jednym bardzo mało krętym korytem, w którym zwykle występują wąskie łachy przybrzeżne usytuowane naprzemianlegle.
- 2. Rzeki roztokowe** – charakteryzuje obecność rozdzielających się i ponownie łączących koryt, między którymi istnieją liczne mielizny i wyspy (tzw. łachy śródkorytowe). Koryta są płytkie i często zmieniają swoje położenie (migrują). Duży spadek, transport głównie w trakcji, wyspy nie porośnięte i nie ustabilizowane.
- 3. Rzeki meandrujące** – w warunkach normalnego stanu wody płyną jednym korytem, które tworzy charakterystyczne zakola. Przesuwanie się zakoli powoduje ich oddzielanie od głównego nurtu i powstanie tzw. starorzeczy. Głębokość stosunkowo znaczna, duża krętość, niewielki spadek w porównaniu z wielkością przepływu, spora część materiału transportowana jest w zawieszynie.
- 4. Rzeki anastomozujące** – mają kilka nieregularnie wijących się, głębokich koryt, rozdzielonych ustabilizowanymi i z reguły porośniętymi wyspami (ryc. 12-4). Transportowana jest niemal wyłącznie zawiesina, brzegi zbudowane są z drobnoziarnistego, kohezyjnego materiału, który trudno ulega erozji.

Większość współczesnych rzek, które akumulują znaczne ilości materiału klastycznego i tworzą grube aluwia, są rzekami roztokowymi lub meandrującymi.

Istnienie roztokowego lub meandrującego typu rzeki uzależnione jest w znacznym stopniu od spadku koryta i od wielkości przepływu. Pośrednio wpływ ma klimat i działalność człowieka. W zależności od tych parametrów na określonym odcinku rzeki mogą pojawiać się koryta roztokowe lub jedno koryto meandrujące.

Podział osadów rzecznych

Podział genetyczny:

- 1. osady korytowe,**
- 2. osady poza korytowe.**

1. Osady korytowe – gromadzone są w obrębie jednego lub kilku koryt, zarówno podczas niskich jak i wysokich stanów wody. Składają się głównie z gruboziarnistego materiału transportowanego wyłącznie trakcyjnie. Deponowane są w głębszych częściach koryta, w obrębie płycizn i łach.

1.1. **Brak korytowy** – osad złożony lokalnie z najgrubszego, przemytego materiału, deponowanego przede wszystkim na dnie koryta w strefie głównego nurtu (przyrost lateralny – w kierunku poziomym).

2. osady poza korytowe – deponowane podczas wysokich stanów wody na obszarach poza strefą korytową na tzw. równiach zalewowych, wałach przy korytowych i łachach. Osady poza korytowe składają się w większości z drobnoziarnistego materiału transportowanego w zawiesinie (przyrost w kierunku pionowym – agradacja).

3. osady opuszczonych koryt (starorzeczy) – deponowane podczas powodzi, głównie utwory bardzo drobno ziarniste (muły i ily) oraz akumulacja materiału fitogenicznego.

Rzeki roztokowe

Rzeki roztokowe – są charakterystyczne przede wszystkim dla obszarów górskich, przedgórskich i przedpól lodowcowych. Nierzadko występują jednak na nizinach. W obszarach źródłowych dominuje głównie żwir, w dół biegu rzeki zaczyna przeważać piasek.

Rzeki roztokowe żwirowe

Charakterystycznymi formami akumulacyjnymi są łachy podłużne o kształcie rombu, wydłużone zgodnie z biegiem rzeki (ryc. 12-5, ZS). Przepływ powoduje imbrykację otoczek.

Na wynurzającej się łasze oraz w zanikających korytach może być miejscami deponowany piasek, a nawet muł.

Rzeki roztokowe piaszczyste

Duże formy akumulacyjne mają najczęściej postać stosunkowo szerokich płatów tzw. **łach poprzecznych** (ryc. 12-7). Zaprawowy stok łach poprzecznych jest zwykle wyraźny i dość stromy. W przemieszczaniu łach poprzecznych dużą rolę odgrywają fale piaszkowe. W głębszych partiach koryta występują zwykle duże riplemarki prądowe o krętych grzbietach.

Osady gromadzone w środowisku rzek roztokowych reprezentowane są przez żwiry, piaski i utwory pelityczne. Osady te są bardzo zróżnicowane pod względem litofacjalnym. (ryc. 12-8) – Miall 1978 wyróżnił 6 głównych „wzorcowych” typów sekwencji aluwii rzek roztokowych (wliczając do nich osady stożków napływowych).

Profil aluwii żwirowych, proksymalnych rzek roztokowych

- dominują osady podłużnych łach żwirowych facja Gm
- podrzędnie występują wkładki piasków facje Sp, St, Sh i Sr,
- kierunki przepływu dobrze wyznacza imbrykacja, warstwowanie przekątne wykazuje większy rozrzut.

Profil aluwii piaszczystych (ryc. 12-9)

- przewaga osadów z warstwowaniem przekątnym dużej skali
- zwykle występuje facja Sp, St występuje w równych ilościach
- dość często występują intraklasty powyżej powierzchni erozyjnych
- kierunki przepływu dobrze wyznacza warstwowanie przekątne dużej skali
- podrzędnie występują utwory drobnoziarniste oraz piaski z warstwowaniem przekątnym małej skali lub z poziomą laminacją.

Wzorzec dla piaszczystej rzeki roztokowej (ryc. 12-9):

- obecność pojedynczych, grubych warstw z tabularnym warstwowaniem przekątnym, które występują wśród wielozestawów rynnowego warstwowania przekątnego dużej skali,
- w profilu aluwii zaznaczają się kilkumetrowej miąższości sekwencje o ziarnie malejącym ku górze (podobne do sekwencji rzek meandrujących).

Rzeki meandrujące (Rz M)

Rz M – są pospolite na nizinach, ale mogą występować również w innych obszarach. Rz M transportują głównie piasek i frakcje drobniejsze (rzadko żwir pochodzący z obszaru źródłowego). Transport trakcyjny odbywa się w obrębie głównego koryta. W obszarach przyległych (na równi zalewowej) deponowana jest zawiesina. Rozwój zakoli prowadzi do stopniowego, lateralnego przesuwania się koryta i powstawania starorzeczy.

Strefa migracji koryta na równinie aluwialnej tworzy pas zwany **pasem meandrowym** (ryc. 12-10). W obrębie pasa dominuje akumulacja osadów korytowych oraz osadów wałów przykorytowych. Na zewnątrz od pasa rozciągają się płaskie tereny równi zalewowej, zalewane podczas wysokich stanów wody.

Nagła zmiana położenia znacznego odcinka rzeki obejmująca wiele zakoli nosi nazwę **awulsji** (12-11).

Subśrodowiska rzeki meandrującej

(procesy i osady strefy korytowej)

Przepływ głównego nurtu odbywa się po wklęsłej stronie brzegu, który ulega erozji bocznej. Brzeg przeciwny o łagodniejszym profilu jest z kolei uprzywilejowanym miejscem akumulacji osadów. Dzięki temu brzeg wypukły przyrasta i przesuwa się w stronę koryta. Jednoczesne przesuwanie się brzegu stromego powoduje przemieszczanie się całego zakola. Gromadzące się na wypukłym brzegu osady tworzą łachę meandrową (ryc. 12-13). W profilu osadów zaznacza się generalnie zmniejszanie średnicy ziarna ku górze.

Modelowa sekwencja osadów rzeki meandrującej

(1 do 4 – człon dolny, 5 – człon górny)

1. Profil zaczyna się powierzchnią erozyjną utworzoną w wyniku przesuwania się koryta (ryc. 12-14).
2. Warstwa bruku korytowego, często z mułowymi i ilowymi intraklastami pochodzącymi z erodowanych brzegów koryta.
3. Facja piasków z warstwowaniem przekątnym o dużej skali (z reguły typu rynnowego, związane generalnie z migracją dużych riplemarków po skłonie łachy meandrowej). Podrzędnie występują wkładki piasków z poziomą laminacją (faza zrównanego dna).
4. piaski z warstwowaniem przekątnym małej skali związane z małymi riplemarkami.
5. Osady równi zalewowej muły i ły z lokalnymi wkładkami (soczewki piasków i mułów).

Starorzecza

Starorzecza powstają w wyniku odcięcia zakola od głównego koryta rzeki. W starorzeczu zatrzymana zostaje depozycja grubego materiału i następuje stopniowe zapełnianie materiałem drobnoziarnistym deponowanym podczas powodzi. Starorzecza są także miejscem akumulacji autchtonicznych szczątków roślinnych.

Procesy i osady strefy pozakorytowej

Podczas wysokich stanów przepływu, po obu stronach koryta formowane są tzw. **wały przykorytowe** zwykle lepiej rozwinięte po zewnętrznej stronie zakoli. Wały zbudowane są głównie z materiału drobnoziarnistego, mułu miejscami piasku o różnym typie warstwowania. Pospolite są także ślady korzeni. Podczas powodzi wały przykorytowe ulegają nieraz przerwaniu.

Przepływająca przez rozcięcia woda wypływa na obszar równi zalewowej gdzie formuje płaskie stożki napływowe zwane **glifami krewasowymi** (ryc. 12-12, ZS).

Materiał GK jest nieco grubszy od materiału wałów lecz ogólnie drobniejszy niż w osadach strefy korytowej. Osady GK zazębiają się z osadami równi zalewowej.

Obszar równi zalewowej (ORZ)

ORZ – jest na ogół wielokrotnie szerszy od strefy korytowej. Zalewany jest tylko okresowo podczas powodzi (depozycja). Osady ORZ zbudowane są prawie wyłącznie z materiału transportowanego w zawieszynie – mułu i iłu. Przeważa płaska laminacja. Niekiedy pojawiają się pojedyncze soczewki piasków warstwowanych przekątnie w małej skali. W osadach pospolite są struktury związane ze śladami wysychania i korzeniami roślin. W strefach klimatu wilgotnego ORZ często są terenami podmokłymi. Często zajęte są przez bagna i jeziorka. Warunki takie sprzyjają rozwojowi torfowisk i powstawaniu osadów fitogenicznych. W czasie długich okresów braku depozycji w ORZ zaczynają rozwijać się procesy glebotwórcze. Mogą powstawać konkrecje kalcytowe i **caliche**.

Aluwia rzek meandrujących

W profilach aluwialnych Rz M pospolicie występują dwuczłonowe sekwencje (ryc. 12-18, 12-19; ZS).

1. Człon dolny – złożony z osadów o grubym ziarnie reprezentuje osady korytowe.
 - 1.1. Osady tego członu leżą bezpośrednio na powierzchni erozyjnej (wytworzonej przez przemieszczające się lateralnie koryto),
 - 1.2. bruk korytowy, często z mułowymi intraklastami,
 - 1.3. osady piaszczyste reprezentujące łacę meandrową.
 Generalnie zaznacza się zmniejszanie średnicy ziarna ku górze.
2. Człon górny – zbudowany z osadów o wyraźnie drobniejszym ziarnie (w porównaniu z członem dolnym).
 - 2.1. muły, niekiedy pojedyncze wkładki piaszczyste (szczególnie w dolnej części członu górnego).

Osady te reprezentują:

- powierzchnię łąch meandrowych,
- osady wałów przykorytowych,
- osady glifów krewasowych,
- osady równi zalewowej.

Pełne dwuczłonowe sekwencje nie zawsze mają szansę trwałego zachowania się w profilu utworów aluwialnych, gdyż erozja związana z przesuwaniem się kolejnego lub nowo powstałego zakola może powodować zupełne lub częściowe zniszczenie nagromadzonych uprzednio utworów.

Struktury kierunkowe w aluviach rzek roztokowych tworzą układ hierarchiczny (ryc. 12-20).

ŚRODOWISKA EOLICZNE

Tworzenie się znacznych nagromadzeń osadów eolicznych związane jest w pierwszej kolejności z występowaniem obfitych źródeł materiału klastycznego. Związane jest także z brakiem występowania szaty roślinnej (ułatwiona deflacja = wywiewanie materiału klastycznego) oraz pośrednio z warunkami klimatycznymi.

Obszarami akumulacji piasków eolicznych są przede wszystkim pustynie piaszczyste (= **ergi**), występujące współcześnie w obszarach ubogich w opady (strefy pomiędzy 20 i 30 równoleżnikiem). Nagromadzenia piasków eolicznych występują także wzdłuż plaż morskich i jeziornych w postaci pasów **wydm nadbrzeżnych**.

Skład mineralny i tekstury piasków eolicznych

W czasie transportu eolicznego materiał klastyczny podlega szybkiemu sortowaniu. W wyniku abrazji następuje selekcja ziaren, prowadząca do usuwania minerałów najmniej odpornych. Składnikami piasków eolicznych są najczęściej ziarna kwarcu, niekiedy z domieszką skaleni, ale także kalcyt oraz gips. Piaski eoliczne są najczęściej dobrze wysortowane, a pojedyncze składniki ziarnowe zwykle dobrze obtoczone. Cechą charakterystyczną większości ziaren środowiska eolicznego jest występowanie matowych powierzchni oraz charakterystycznego mikroreliefu.

Formy akumulacji piasków

Formy akumulacyjne działalności wiatru:

1. riplemarki
2. wydmy,
3. draasy.

Typy wydm eolicznych (ZS, str. 419, ryc. 12-23)

1. barchany,
2. wydmy paraboliczne,
3. wydmy poprzeczne,
4. wydmy podłużne (= seify),
5. wydmy złożone (piramidalne, gwieździste itp.).

Barchany – mają w planie kształt sierpa o obniżonych rogach wysuniętych w stronę wiania wiatru. Po stronie zawietrznej rozwinięty jest stromy stok osypiskowy (ok. 30^0).

Wydm paraboliczne – posiadają kształt sierpa zorientowanego odwrotnie niż w przypadku barchanu.

Wydm poprzeczne – mają wydłużone proste grzbiety zorientowane prostopadle do kierunku wiania wiatru.

Seify – mają kształt długich wałów zorientowanych równolegle do kierunku wiania wiatru.

Draasy – wzniesienia piaszczyste o wielkości rzędu dziesiątek metrów, pokryte formami niższego rzędu (wydmami).

Wewnętrzne struktury wydm
(ryc. 12-24, 12-25, 12-26, 12-28, ZS, str. 421, 422, 423, 424)

Grube i bardzo grube zestawy lamin przekątnych – warstwowanie przekątne dużej skali, najczęściej płaskie typu tabularnego lub klinowego.

Kopalne osady wydmowe

Rozpoznawanie kopalnych osadów eolicznych przeprowadzane jest ogólnie na podstawie:

- struktur sedymentacyjnych,
- form geometrycznego nagromadzenia osadów (kształtu litosomu).

Osady obszarów pustynnych

Zespół osadów typowy dla większości pustyń: (ryc. 12-32, ZS, str. 428):

1. aluwia,
2. piaski eoliczne,
3. utwory okresowych zbiorników wodnych (obszary typu playa, =sebha).

Charakterystyczne są także tzw. wielograńce oraz bruk deflacyjny.

Pyły eoliczne

Pyły transportowane są często na znaczne odległości i włączane są do osadów różnych środowisk sedymentacyjnych. Zwarte i grube pokrywy tworzą się tylko w przypadku intensywnej dostawy i trwałej depozycji pyłu.

Less – jest najbardziej pospolitym osadem powstałym na drodze eolicznej depozycji pyłów. Składa się głównie z ziaren kwarcu, a niekiedy także skaleni, węglanów i minerałów ilastych. Less charakteryzuje się bardzo dobrym wysortowaniem materiału, zwykle brakiem struktur depozycyjnych oraz występowaniem niekiedy poziomów gleb kopalnych. W lessach często obecne są ślady łodyg traw i skorupki ślimaków lądowych. Materiał lessów pochodzi z obszarów peryglacjalnych lub z obszarów pustynnych strefy cieplej.

ŚRODOWISKA GLACJALNE

ŚG – związane jest z obszarami o chłodnym klimacie, na którym panują warunki umożliwiające powstawanie lodowców.

Ruch i stan termiczny lodowców

Ruch lodowca odbywa się dzięki przesunięciom i deformacjom poszczególnych kryształów lodu na zasadzie m.in. płynięcia plastycznego (ośrodek lepko-sprężysty).

Innym mechanizmem są poślizgi lodu wzdłuż płaszczyzn ścinania, powstających dzięki różnicowanym prędkościom poruszania się określonych partii lodowca. W przekroju poprzecznym (ryc. 12-34), na odcinkach o rosnącym nachyleniu podłoża, przemieszczenia lodu wzdłuż płaszczyzn ścinania mają charakter tensyjny (rozciąganie), a na odcinkach o malejącym nachyleniu – kompresyjny (ściskanie).

Ponadto lodowiec może ślizgać się po swoim podłożu.

Z punktu widzenia panujących we wnętrzu lodowca stosunków termicznych wyróżnia się dwa typy lodowców (ryc. 12-35):

1. Lodowce zimne
2. Lodowce ciepłe

Lodowce zimne w całym profilu posiadają temperatury uniemożliwiające jego topnienie, dzięki czemu w podstawie lodowca brak jest wody – tzw. lodowce o suchej podstawie.

Lodowce ciepłe posiadają temperatury umożliwiające topnienie się ich podstawy – tzw. lodowce o mokrej podstawie.

Procesy sedymentacyjne w środowisku glacialnym

Materiał klastyczny transportowany przez lodowiec (tzw. obciążenie lodowca), reprezentowany jest głównie przez produkty erozji lodowcowej. Częściowo jest on także dostarczany na powierzchnię lodowca w wyniku ruchów masowych, namywania i nawiewania.

Materiał może być transportowany na lądzie ale także w obrębie pływających gór lodowych.

Uwalnianie materiału okruchowego niesionego przez lodowiec zachodzi przede wszystkim w strefie dennej i powierzchniowej, które z reguły łączą się ze sobą w części czołowej (ryc. 12-37).

Bezpośredniej depozycji glacialnej, której rezultatem są osady morenowe, towarzyszy często depozycja w ośrodku wodnym. Zachodzi ona w systemie strumieni i rzek lodowcowych oraz w zasilanych przez nie jeziorach.

Na przedpolu lodowca dochodzi niekiedy do katastrofalnych powodzi spowodowanych przerwaniem barier zamykających jeziora lodowcowe.

Formy akumulacyjne

Akumulacja osadów lodowcowych prowadzi do powstawania form zwanych morenami.

Lodowce typu dolinnego wytwarzają kilka rodzajów moren:

1. moreny czołowe
2. moreny boczne,
3. moreny denne,
4. moreny środkowe.
5. moreny spiętrzone.

Powstanie wałów moren czołowych zachodzi głównie w okresach stagnacji zasięgu czoła lodowca.

Klasyfikacja i cechy osadów związanych ze środowiskiem glacialnym

1. Osady morenowe
2. Osady warstwowane (deponowane w ośrodku wodnym; rzeki, jeziora, morza)

Osady morenowe składają się z produktów mechanicznego rozdrabniania skał. Reprezentowany jest w nich materiał pochodzący zarówno z niedalekiego sąsiedztwa jak i dostarczany z odległych obszarów źródłowych tzw. **materiał eratyczny**. Eratyki znajdują zastosowanie jako wskaźniki drogi poruszania się lodowców (transgresji lodowcowej).

Osady lodowcowe charakteryzuje na ogół bardzo złe wysortowanie materiału. Na powierzchni okruchów często obecne są charakterystyczne rysy i żłobki (ryc. 12-42).

Osady morenowe z reguły mają charakter masywny i pozbawione są uławicenia. Kopalne osady morenowe określane są mianem **tillitów**. W stropie osadów morenowych w wyniku procesów postdepozycyjnych – deflacja, przemywanie; może nagromadzić się tzw. **bruk morenowy** złożony prawie wyłącznie z grubookruchowego materiału.

Warstwowane osady pochodzenia lodowcowego

Utwory fluwioglacjalne (rzecznolodowcowe) – piaski i żwiry warstwowane przekątnie w dużej skali typu rynnowego.

Utwory limnoglacjalne (jeziornolodowcowe) – muły, ily rytmicznie, poziomo laminowane (warwy).

Morskie osady pochodzenia lodowcowego

Złożone są w całości lub tylko części z materiału wytapianego z lodu i nierzadko zawierające szczątki organizmów morskich.

Rozpoznawanie osadów morenowych

1. Osady o bardzo zróżnicowanej frakcji (od psefitowej do pelitowej, z lokalnie występującymi dużymi głazami) – osady bardzo źle wysortowane
2. różny stopień obtoczenia,
3. obecność rys i wyżłobień na części większych okruchów,
4. masywny charakter osadu (rak uławicenia i struktur depozycyjnych),
5. ślady abrazji lodowcowej (rysy, wygładzenia),
6. Orientacja niektórych okruchów,
7. szeroki zasięg utworów,
8. Związek z innymi osadami pochodzenia lodowcowego (iłami warwowymi, osadami fluwioglacjalnymi).

Sekwencje osadów morenowych odpowiadają okresowi chłodnemu – glacialnemu, natomiast sekwencje utworów wodnolodowcowych (fluwioglacjalne, limnoglacjalne) utożsamiane są z okresami ocieplenia – interglacjały.

SEDYMENTACJA KLASTYCZNA NA WYBRZEŻACH MORSKICH

Wybrzeża morskie są bardzo zróżnicowane pod względem rzeźby, rozwoju, warunków klimatycznych, dynamiki morza, procesów sedymentacyjnych oraz gromadzonych osadów.

1. Ze względu na zasięg falowania pogranicze lądu i morza tzw. **strefa brzegowa** dzielona jest na trzy strefy (ryc. 12-65A; Zarys Sedymetologii):
 - 1.1. **brzeg** – obszar, który zalewany jest przez wodę bądź odsłaniany w zależności od nasilenia falowania,
 - 1.2. **przybrzeże** – strefa sąsiadująca z brzegiem od strony morza,
 - 1.3. **nadbrzeże** – strefa sąsiadująca z brzegiem od strony lądu.
2. Ze względu na zasięg pływów w strefie brzegowej wyróżniana jest (ryc. 12-65B; op. cit.):
 - 2.1. **strefa międzyplywowa** – wyznaczana przez średni zasięg normalnych przypływów i odpływów,
 - 2.2. **strefa nadplywowa (= wyżej pływowa)** – obszar zalewany sporadycznie podczas szczególnie wysokich przypływów,
 - 2.3. **strefa niżepływowa** – obszar praktycznie stale znajdujący się pod wodą.

Plaże i ich przybrzeża

Plaża – brzeg zbudowany z luźnego materiału ziarnowego frakcji piasku lub żwiru, przemieszczanego i deponowanego głównie dzięki działalności falowania. Plaże mogą mieć postać długich i ciągłych pasów – tzw. **wybrzeża plażowe** lub mogą występować tylko lokalnie.

Warunki sprzyjające rozwojowi plaż:

1. obfita dostawa piasku,
2. nieznaczne nachylenie dna przybrzeża,
3. brak lub umiarkowane działanie pływów.

Ze względu na profil dna przybrzeża **wybrzeża plażowe** można podzielić na:

a. **wybrzeża rewowe** – charakteryzują się:

- występowaniem kilku podwodnych, zwykle równoległych do brzegu piaszczystych wałów (tzw. rew),
- falowaniem o niewielkiej energii,
- pływami o niskiej skali (ryc. 12-71; op. cit.).

Rewy mają wysokość dochodzącą do kilku m. Stoki odlądowe są strome ($25 - 34^{\circ}$), przeciwległe są zazwyczaj łagodne. Na Bałtyku system rew jest stosunkowo trwałym elementem rzeźby przybrzeża, niemniej jednak w czasie sztormów ulegają częściowemu niszczeniu i przesuwały się w kierunku otwartego morza, po czym ponownie narastają i przesuwały się w kierunku brzegu. System rew rozcinany jest przez poprzeczne kanały tworzone przez prądy rozrywające. Prądy rozrywające spełniają dużą rolę (prawdopodobnie większą od powrotnych prądów dennych) w wynoszeniu materiału klastycznego w stronę morza.

b. **wybrzeża bezrewowe** – charakteryzują się:

- przybrzeżem obniżającym się mniej więcej równomiernie w stronę morza (ryc. 12-69, ZS).

Plaża (ryc. 12-66)

1. część wewnętrzna (od strony lądu) – zalewana jest tylko w czasie sztormów (w normalnych warunkach modelowana jest przez wiatr). Na zapleczu tej części plaży występuje zwykle pas nadbrzeżnych wydym eolicznych (zbudowanych z piasku wywiewanego z plaży).. Przed pasem wydym od strony morza często formuje się tzw. **wał plażowy** lub tzw. **berm** – **czyli = terasa burzowa**, formowany w pobliżu zasięgu fal sztormowych.

2. część zewnętrzna (od strony morza) – zwana stokiem plaży, kształtowana jest przez zmywy. Na pograniczu wewnętrznej i zewnętrznej części plaży formowany **jest tzw. wał brzegowy**, za którym (w stronę lądu) powstają niekiedy efemeryczne laguny plażowe. W strefie zmywu powstają także małe formy o wielkości rzędu 1 do 2mm tzw. **waleczki napływu**, które wyznaczają każdy razowo zasięg zmywu wstępującego.

Osady plaży

Charakteryzują się zwykle stosunkowo dużą dojrzałością mineralogiczną i teksturalną. Nierzadko są dobrze wysortowane, zwykle dominuje w nich piasek kwarcowy, często pojawiają się znaczne nagromadzenia minerałów ciężkich (np. granaty, magnetyt – rozsypowe złoża plażowe). Skamieniałości są zwykle rzadkie, niekiedy mogą pojawiać się większe nagromadzenia pokruszonych szczątków muszli. W warunkach regresji osady plaży i przybrzeża progradują w stronę morza, odwrotnie natomiast w czasie transgresji wybrzeża przesuwają się w stronę lądu (sekwencja regresywna/transgrsywna) odsłaniając nierzadko **platformę abrazyjną**.

Bariery piaszczyste i laguny

Charakterystyczną cechą niektórych wybrzeży jest obecność piaszczystych barier (na Bałtyku nazywane są **mierzejami**), które oddzielają od otwartego morza położone za nimi laguny. Bariery mają postać stosunkowo wąskich lecz długich wysp oraz półwyspów ciągnących się równolegle do wybrzeża. Bariery piaszczyste formowane są przy dominującym wpływie falowania i ograniczonym oddziaływaniu pływów (ryc. 12-64).

Czynniki sprzyjające rozwojowi barier:

1. stała i obfita dostawa piasku przemieszczanego przez prądy wzdłuż wybrzeża (**prądy litoralne**),
2. równomierne i niewielkie nachylenie dna.

Od strony otwartego morza linia brzegowa bariery jest wyrównana, natomiast od strony laguny zwykle bardziej urozmaicona (ryc. 12-73). Brzeg przymorski ma postać rozległej plaży. Wzdłuż osi bariery ciągnie się pas wydym eolicznych. Niekiedy obszar za laguną (równina nadbrzeżna) zajęty jest przez bagna.

Przesmyki i delty pływowe

W pasie bariery istnieją przerwy, nieraz o charakterze wąskich przesmyków, poprzez które wody laguny kontaktują się z wodami otwartego morza. W przypadku wybrzeży z wyraźnymi pływami po obu stronach **przesmyku pływowego** powstają nasypy określone jako **delty pływowe** (ryc. 12-75). Ze względu na znaczną migrację przesmyków wzdłuż bariery (kilkadziesiąt m na rok) osady przesmyków mają szansę trwałego zachowania się w stanie kopalnym.

Laguny

Laguny oddzielone od morza barierami piaszczystymi są zwykle płytkie. O typie laguny, zasiedlających ją organizmów oraz o rodzaju gromadzących się osadów decydują warunki klimatyczne i stopień wymiany wód z otwartym morzem.

W strefach ciepłego, suchego i półsuchego klimatu w lagunach osadzają się ewaporaty i węglany. Generalnie jednak w lagunach przeważa sedymetacja klastyczna (piaski, muły).

W warunkach klimatu wilgotnego laguny są miejscem sedymentacji szczątków roślinnych. Tempo przyrostu osadów w lagunach jest znacznie większe niż w sąsiadujących morzach szelfowych i może wynosić ok. 1cm/rok (laguny Teksasu).

Rozwój barier

1. nadbudowywanie rew (migracja w stronę lądu i wynurzenie wałów piaszczystych – rew),
2. powstawanie mierzei formowanych przez prądy wzdłuż brzegowe,
3. transgresja i nadbudowywanie zalanych wodą plaż i wydmy nadbrzeżnych.

Barier (ryc. 12-78)

(kopalne osady barier)

Zachowane w stanie kopalnym osady barier tworzą piaszczyste litosomy soczewkowanego lub klinowego kształtu, wydłużone zgodnie z kierunkiem wybrzeża. Od strony lądu za-
zębają się, bądź wkraczają na osady lagunowe (muły, ewaporaty, węglany), a od strony morza z piaszczysto-pelitycznymi utworami. **Litosomy barier mają własności kolektorskie** i są niekiedy obszarami nagromadzenia ropy i gazu.

Równie pływowe (RP)

Równia pływowa jest płaskim obszarem, zalewanym i odsłanianym przez pływy. Zbudowana jest z osadów gromadzonych w czasie przypływów i odpływów. Rola falowania jest podrzędna ze względu na występowanie RP w obrębie osłoniętych odcinków wybrzeży (laguny, zatoki, estuarium, niektóre delty). W obrębie stopniowo wznoszących się w stronę brzegu **RP** występują charakterystyczne systemy **kanałów pływowych**, przypominających w planie sieci krętych koryt rzecznych (ryc. 12-80). Zasadniczą część obszaru równi należy do strefy międzypływowej, natomiast obszar strefy wyżej pływowej zajęty jest zwykle przez bagna (ryc. 12-83).

Sedymentacja na równi pływowej

Materiał klastyczny donoszony jest na obszar równi przez prądy pływowe z reguły od strony morza, ale także laguny lub estuarium. Najgrubszy materiał deponowany jest w obrębie kanałów pływowych gdzie prędkości przepływu dochodzą do 150 cm/s, podczas gdy po za kanałami do 50 cm/s. Dodatkowo zaznacza się tendencja zmniejszania grubości ziarna od strony morza w kierunku lądu. Na równi pospolicie występują na przemian osady grubiej i drobniej ziarniste co związane jest z cyklem pływowym (piasek/muł). Erozyjne dno kanałów pokrywa osad o typie bruku korytowego, złożony z piasku i intraklastów mułowych oraz muszli. Wyżej leżą osady to na przemian ległe piaski i muły.

Cechy charakterystyczne osadów RP

- występowanie litofacji mułowo-piaszczystych
- warstwowanie smużyste, soczewkowe i faliste,
- przeciwne kierunki paleotransportu materiału klastycznego w na przemian le-
głych osadach,
- obecność fauny morskiej,
- obecność powierzchni erozyjnych, bruku korytowego, intraklastów, muszli.

Estuarium

Estuarium – typ ujścia rzeczno-
o wybitnie rozszerzającym się, lej-
kowatym kształcie, w którym działalność pływów odgrywa istotną rolę w przebiegu procesów sedymentacyjnych.

1. estuaria będące przyujściowymi odcinkami dawnych dolin rzecznych, zatopionych wskutek transgresji,
2. estuaria będące ujściami koryt rozprowadzających na deltach intensywnie kształtowanych przez pływy.

W obrębie estuarium zachodzi intensywne mieszanie się wody słodkiej i słonej. Charakterystyczną cechą wielu estuariów jest obecność dużych grzbietów piaszczystych, wydłużonych zgodnie z osią estuarium (ryc. 12-85; ZS), pomiędzy którymi rozwinięte są stosunkowo głębokie kanały.

Warunki sedymentacji

Materiał klastyczny gromadzony w obrębie estuarium donoszony jest zarówno przez rzekę, jak i dostarczany jest przez pływy od strony morza. Charakterystyczne są przeciwne kierunki paleotransportu w osadach.

a. Najgrubszy materiał gromadzony jest w osiowych częściach kanałów. Reprezentowany jest przez gruboziarniste piaski z warstwowaniem przekątnym dużej skali typu rynnowego lub tabularnego w układzie jodełkowym (ryc. 12-86; ZS).

b. średnio- i drobnoziarniste piaski z płaską laminacją poziomą, warstwowaniem przekątnym małej skali oraz warstwowaniem smużystym.

c. drobnoziarniste piaski i muły z warstwowaniem soczewkowym i falistym. Stopniowe wypełnianie estuarium prowadzi do powstania sekwencji o malejącej grubości ziarna w kierunku stropu profilu. Fauna jest słodkowodna, brakiczna i morska.

ŚRODOWISKA MORSKIE

Generalny podział morskich środowisk bazuje na 2 kryteriach:

1. głębokości (ryc. 12-87; Zarys Sedymentologii):
 - 1.1. strefa litoralna,
 - 1.2. strefa nerytyczna,
 - 1.3. strefa batialna,
 - 1.4. strefa abisalna,
 - 1.5. strefa hadalna.
2. intensywności dostawy materiału klastycznego z lądu.

Strefa litoralna – obszar pomiędzy linią średniego przypływu i odpływu (np. równie pływowo, delty pływowe, estuaria).

Strefa nerytyczna – od linii odpływu do krawędzi szelfu.

Strefa batialna – od krawędzi szelfu do głębokości ok. 4000 m (skłon kontynentalny i dna płytszych oceanów).

Strefa abisalna – głębokości od 4000 do 6500 m (większość głębokich den oceanicznych).

Strefa hadalna – poniżej 6500 m (rowy oceaniczne).

Strefom wyróżnianym na podstawie głębokości do pewnego stopnia odpowiadają strefy gromadzenia się określonego typu osadów:

strefa litoralna – pokrywająca się z litoralną strefą głębokościową,

strefa sublitoralna – odpowiadająca strefie nerytycznej,

strefa hemipelagiczna – obejmująca skłon kontynentalny i blisko położone dna basenów oceanicznych (znaczący udział w osadach materiału terygenicznego),

strefa pelagiczna – dna otwartych mórz i oceanów (w osadach pelagicznych generalnie brak jest materiału pochodzącego z lądu – materiału terygenicznego).

Strefy osadów – hemipelagiczna i pelagiczna mogą być położone na bardzo różnych głębokościach i nie można ich utożsamiać ze strefami głębokościowymi – batialną i abisalną.

Środowisko sublitoralne – charakter osadów szelfowych w znacznie większym stopniu niż w głębszych środowiskach morskich uzależniony jest od czynników lokalnych (geometria dna, klimat, prądy. Ze względu na charakter osadów w strefie sublitoralnej można wyróżnić dwa skrajnie różne typy osadów:

1. płytkomorskie osady krzemionkowe – muły, piaski i żwiry silikoklastyczne,
2. płytkomorskie osady węglanowe.

Cechy kopalnych osadów strefy sublitoralnej

- autochtoniczna fauna bentoniczna o zasięgu głębokościowym do 200 m,
- generalny brak fauny pełnomorskiej,
- skamieniałości śladowe zespołu *Cruziana* lub *Zoophycos*.
- minerały autogeniczne: glaukonit, szamozyt, fosforany,
- duża mineralogiczna i teksturalna dojrzałość osadów,
- lateralny związek z osadami przybrzeżnymi i otwartego morza.

Osady prądów pływowych.

Osady burzowe.

SEDYMENTACJA FLISZOWA

Flisz – morskie skały osadowe, zbudowane z materiału pochodzenia terygenicznego, o miąższości rzędu kilometrów, powstające w stosunkowo głębokich basenach sedymentacyjnych przy udziale spływów grawitacyjnych, składające się generalnie z przeławicających się (występujących naprzemian) piaskowców/zlepieńców i łupków (mułowcowych i/lub iłowcowych), powstające w pre- lub wczesnoorogenicznym etapie rozwoju systemu depozycyjnego.

Termin flisz przeciwstawiany jest tzw. **molasie** będącej utworem późno- lub postorogenicznym).

Podstawowe cechy utworów fliszowych:

1. morskie utwory osadowe, złożone z materiału pochodzącego głównie z niszczenia lądu (zbudowane z materiału terygenicznego),
2. serie o znacznej miąższości (kilka do kilkunastu tysięcy metrów),
3. utwory składające się w przewadze z przeławicających się (występujących naprzemian) piaskowców i łupków (pyłowców, mułowców lub iłowców). Mogą także występować serie złożone niemal wyłącznie z piaskowców i/lub zlepieńców lub tylko z łupków. Inne typy utworów jak np.: margle, wapienie detrytyczne czy rogowce są rzadsze,
4. piaskowce i zlepieńce zazwyczaj są średnio lub źle wysortowane i zawierają znaczną domieszkę frakcji pyłowych i/lub iłowych (detrytyczne matriks),
5. powierzchnie spągowe piaskowców i zlepieńców są zwykle ostro zaznaczone, erozyjne i/lub deformacyjne, często pokryte hieroglifami, natomiast ich powierzchnie stropowe są zwykle mniej wyraźne, często zaznacza się stopniowe przejście w nadległy osad mułowcowy (np litofacja SM – piaskowców z mułowcami i MS – mułowców z piaskowcami),
6. w ławicach litofacji SM i MS powszechnie występują struktury sedymentacyjne tzw. „sekwencji” Boumy (Ta, Tb, Tc, Td i Te),
7. skamieniałości poza tzw. mikrofauną np. otwornicami są w utworach fliszowych rzadkie.

Środowiska sedymentacji fliszowej

Głębokowodne osady silikoklastyczne mogą osadzać się w różnych środowiskach sedymentacyjnych. W zależności od sposobu dostarczania materiału klastycznego do basenu sedymentacyjnego, utwory typu fliszowego mogą osadzać się w obrębie punktowo zasilanego głębokomorskiego stożka napływowego (np. Mutti i Ricci Lucchi 1975), w obrębie wielo-punktowo zasilanej materiałem klastycznym rampy silikoklastycznej lub w systemie liniowo zasilanego fartucha (np. Reading i Richards 1994; Słomka 1995; Strzeboński 2005, 2007). Mogą także gromadzić się w strefie skłonu, a także równi basenowej.

Poszczególne strefy i subśrodowiska związane z głębokomorską sedymentacją siliko-klastyczną charakteryzują się odmiennymi zespołami wielu cech diagnostycznych.

Główne znaczenie dla rozpoznania typu systemu depozycyjnego ma określenie:

1. zespołów litofacji,
2. sekwencji i/lub kompleksów depozycyjnych,
3. przestrzennych związków pomiędzy typami form nagromadzenia osadów,
4. sposobu dostarczania materiału klastycznego.

Dodatkowo fliszowe systemy depozycyjne różnicuje się w zależności od przeważającego rodzaju deponowanego materiału:

1. **żwir,**
2. **piasek,**
3. **muł,**
4. **kombinacje mieszane.**

Np.: stożek mułowy, rampa piaszczysto-mułowa, fartuch żwirowo-piaszczysty.

W obrębie stożków dodatkowo wyróżnia się trzy strefy:

1. wewnętrzną – tzw. stożek wewnętrzny (kanał główny),
2. środkową – tzw. stożek środkowy (kanały rozpraszające).
3. zewnętrzną – tzw. stożek zewnętrzny (łoby depozycyjne i ich obrzeżenie).

Sekwencje depozycyjne

Na podstawie analizy zróżnicowania następstwa i rozkładu litofacji oraz w oparciu o zmiany miąższości ławic i ich cech teksturalno-strukturalnych wydziela się charakterystyczne kompleksy i sekwencje depozycyjne.

Wyróżnione typy nagromadzenia osadu reprezentują określone środowiska i subśrodowiska sedymentacyjne oraz powstają w wyniku działalności określonych mechanizmów depozycji.

Sekwencje kanałowe

Kanały rozwijają się głównie w obrębie stożków podmorskich (kanał centralny, kanały rozprzewadzające), ale także w mniejszym stopniu i innej postaci, w obrębie pokryw fartuchów podmorskich; por. Reading i Richards 1994).

Cechą subsródowniska skanalizowanego, powszechnie uznawaną za diagnostyczną jest generalnie występowanie gruboklastycznych sekwencji o malejących miąższościach ławic i grubości ziarna w kierunku stropu profilu, zazębiających się z utworami przejściowymi (krawędzi i wałów kanałowych oraz między- i poza kanałowymi). Powierzchnie spągowe ławic mają wybitnie erozyjny charakter, a powierzchnie stropowe mają ostre granice. Powszechne są międzyławicowe powierzchnie amalgamacji (por. Fig. 3).

Pojawianie się w samym stropie sekwencji kanałowej litofacji drobnoziarnistych (piaskowców z mułowcami – SM, mułowców z piaskowcami – MS i/lub mułowców – M) interpretowane jest jako zasypywanie kanału połączone z jego lateralną migracją (np. Howel i Normark 1982; Mutti i Normark 1987).

Loby depozycyjne

Loby to drugi obok kanałów najważniejszy element architektury depozycyjnej w tradycyjnym modelu głębokomorskiego stożka (np. Mutti i Ricci Lucchi, 1972; Reading i Richards, 1994; Słomka 1995; Strzeboński, 2007). Dla wyróżnienia klasycznych lobów depozycyjnych najważniejsze jest stwierdzenie wzrostu miąższości ławic i ewentualnie grubości ziarna w kierunku stropu profilu (tzw. cykle negatywne, nazywane także cyklami kompensacyjnymi).

Kolejnymi cechami są: wyraźnie zaznaczona lateralna ciągłość płaskiego i regularnego uławicenia rozwiniętego w stożku zewnętrznym oraz dominujący udział w sekwencjach turbidytowych litofacji SM z podrzędnie występującymi litofacjami S i MS, w których powszechnie występują struktury „sekwencji” Boumy.

Osady przejściowe

Osady przejściowe w modelu stożka głębokomorskiego lokalizowane są poza dobrze zdefiniowanymi subsródowniskami kanałów i lobów depozycyjnych.

Z kanałami związane są przede wszystkim sekwencje utworów międzykanałowych. Utwory międzykanałowe zawsze zazębiają się z sekwencjami utworów kanałowych. Powstają w wyniku bocznego przelewania się przez wały osadu wypełniającego kanały. Budują je głównie litofacje mułowców z piaskowcami (MS) i mułowców (litofacja M), a niekiedy pojawiają się także piaskowce z mułowcami (litofacja SM). Stosunkowo cienkie człony piaskowcowe wykazują nieregularne uławicenie, często soczewkowe ze strukturami typu riplemarkowego (Fig. 5).

Do osadów przejściowych należą również utwory związane z lobami depozycyjnymi. Zalicza się do nich utwory bezpośredniego obrzeżenia lobów (osady wachlarza lobowego) oraz obrzeżenia stożków (osady wachlarza stożka), które są nieco bardziej dystalne i zazębiają się z osadami równi basenowej.

Utwory obrzeżenia lobów depozycyjnych zachowują cechy charakterystyczne dla dystalnych lobów, przy czym zwiększa się wyraźnie udział litofacji drobnoklastycznych MS i M w porównaniu z litofacją SM. Ławice są płaskie i regularne oraz cechują się dużą ciągłością rozprzestrzenienia poziomego.

Człony piaskowcowe wykazują cechy osadów turbidytowych, są laminowane równolegle i/lub przekątnie. W utworach obrzeżenia stożka dominują litofacje MS.

Utwory przejściowe stożka zewnętrznego stopniowo przechodzą w osady równi basenowej. W miarę oddalania się od stożka następuje wzrost udziału osadów pelitycznych, wśród których obok mułowców turbidytowych pojawiają się w coraz większej ilości mułowce pochodzenia pelagicznego (Fig. 6).

Osady sedymentacji fartuchowej

Depozycja w postaci fartuchów, tworzących się u podstawy liniowego źródła dostarczania materiału okrucowego, przedstawiana jest w literaturze jako alternatywa dla sedymentacji w obrębie punktowo zasilanych podmorskich stożków napływowych.

Za najważniejsze cechy utworów fartuchowych można uznać przede wszystkim: brak prawidłowości w następstwie litofacji i trendowych zmianach ich miąższości (chaotyczne kompleksy depozycyjne); nieregularne uławicenie (zmienna miąższość w obrębie ławic), często nieciągłe lateralnie; liczne ślady erozji ławic (powszechne powierzchnie amalgamacji); zwykle masywne wykształcenie litofacji grubokrucowych z zaznaczającą się niekiedy odwróconą gradacją uziarnienia; obecność klastów łupkowych, a także występowanie utworów zdeformowanych sedymentacyjnie i debrytów (kohezyjnych – utworów spływów rumoszowych i niekohezyjnych – utworów spływów ziarnowych).

Utwory deponowane w fartuchach cechuje także bardzo duża różnorodność litofacyjna od mułowców (litofacja M) do grubokalibrowych zlepieńców włącznie (litofacja C), świadcząca o nieuporządkowanym charakterze fartuchowego systemu depozycyjnego.

Także różna energia mechanizmów depozycji oraz zmienna ilość deponowanego materiału okrucowego jest charakterystyczna dla tego typu sedymentacji. W obrębie pokryw fartuchowych rozwijają się efemeryczne kanały (rynny), których wypełnienie przypomina utwory kanałowe stożków podmorskich. Zwykle brak jednak zazębienia się utworów kanałów fartuchowych z utworami przejściowymi (międzykanałowymi). Dla sedymentacji fartuchowej diagnostyczny jest zupełny brak łobów depozycyjnych.

2005