

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

**ACTA
GEOGRAPHICA
LODZIENSIA**
Nr 62

KRZYSZTOF BRODZIKOWSKI

SEDYMENTACJA GLACILIMNICZNA

I

SEDYMENTACJA GLACILIMNICZNA

CZĘŚĆ I

PROCESY DEPOZYCYJNE
ORAZ CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA



ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
Łódź, ul. Piotrkowska 179

KRZYSZTOF BRODZIKOWSKI
GLACILACUSTRINE SEDIMENTATION

Part I
POSITIONAL PROCESSES AND LITHOFACIES CHARACTERISTICS



Exlibris



ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
SOCIETAS SCIENTIARUM ŁODZIENSIS
WYDZIAŁ III - NAUK MATEMATYCZNO-PRZYRODNICZYCH

KRZYSZTOF BRODZIKOWSKI

SEDYMENTACJA GLACILIMNICZNA CZĘŚĆ I

PROCESY DEPOZYCYJNE
ORAZ CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

43 RYSUNKI, 47 FOTOGRAFII

ACTA GEOGRAPHICA
Ł O D Z I E N S I A

62



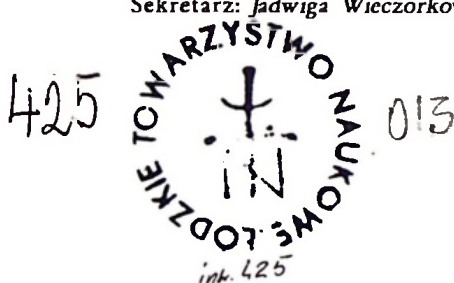
ŁÓDŹ 1993

REDAKCJA ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11

Redaktor: *Halina Klatkova*

Komitet Redakcyjny:
Anna Dylikowa, Tadeusz Klatka,
Krystyna Turkowska

Sekretarz: *Jadwiga Wieczorkowska*



Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych
Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 1993

TREŚĆ

Zarys treści	1
Wprowadzenie	3
Morfogenetyczne aspekty depozycji glacialimnicznej	5
Skala zbiornika a procesy depozycyjne	7
Cechy biologiczne jezior glacialnych	8
Hydrologiczne aspekty depozycji	8
Struktura termiczna systemu	9
Rola dynamiki atmosfery	11
Dynamika czoła lodu aktywnego	11
Zróżnicowanie warunków dopływu	11
Dopływ homopikalny	13
Dopływ hiperpikalny	13
Dopływ hipopikalny	14
Dynamika wód zbiornika w profilu pionowym	16
Genetyczne zróżnicowanie osadów glacialimnicznych	17
Osady subakwalne wrót lodowcowych	17
Morfogenetyczne aspekty depozycji	20
Forma występowania i rozprzestrzenienie	22
Charakterystyka litofacjalna	23
Mechanizm i przebieg depozycji	25
Interpretacja stanowisk	28
Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe	30
Morfogenetyczne aspekty depozycji	30
Forma występowania i rozprzestrzenienie	31
Cechy litofacjalne i teksturalne	31
Mechanizm depozycji	32
Interpretacja stanowisk	35
Subakwalne osady korytowe	35
Morfogenetyczne aspekty depozycji	37
Forma występowania i rozprzestrzenienie	37
Charakterystyka litofacjalna oraz cechy teksturalne	39
Mechanizm depozycji	40
Stożki subakwalne i ich osady	44
Interpretacja stanowisk	48
Osady prądów trakcyjnych	48
Morfogenetyczne aspekty depozycji	49
Forma występowania i rozprzestrzenienie	49
Wykształcenie litofacjalne	50
Mechanizm i przebieg depozycji	51
Interpretacja stanowisk	

Napławiane osady wytopiskowe	57
Morfogenetyczne aspekty depozycji	57
Forma występowania i rozprzestrzenienie	59
Charakterystyka litofacyjna i cechy teksturalne	59
Mechanizm i przebieg depozycji	60
Interpretacja stanowisk	60
Osady zawieszin parapelagicznych	63
Morfogenetyczne aspekty depozycji	64
Forma występowania i rozprzestrzenienie	66
Charakterystyka litofacyjna	67
Mechanizm depozycji	68
Zagadnienia interpretacyjne	69
Interpretacja stanowisk	70
Osady lokalnej redepozycji epizodycznej	72
Morfogenetyczne aspekty depozycji	72
Forma występowania i rozprzestrzenienie	73
Charakterystyka litofacyjna	74
Mechanizm i przebieg (re)depozycji	74
Interpretacja stanowisk	75
Osady subakwalnych spływów grawitacyjnych	77
Typologia spływów a praktyka badawcza	78
Morfogenetyczne aspekty wzbudzenia i depozycji	79
Forma występowania i rozprzestrzenienie	80
Charakterystyka litofacyjna i cechy teksturalne	81
Mechanizm ruchu i przebieg depozycji	85
Zakres stosowania interpretacji "turbiditowej"	95
Interpretacja stanowisk	96
Osady osuwisk subakwalnych	99
Morfogenetyczne aspekty rozwoju i depozycji	99
Forma występowania i rozprzestrzenienie	99
Charakterystyka litofacyjna	101
Mechanizm i przebieg depozycji	101
Interpretacja stanowisk	102
Subakwalne osady marginalne	103
Morfogenetyczne aspekty depozycji	103
Forma występowania i rozprzestrzenienie	104
Charakterystyka litofacyjna	105
Mechanizm depozycji	105
Interpretacja stanowisk	108
Osady paraglaciolimniczne	110
Morfogenetyczne aspekty depozycji i występowanie	110
Cechy litofacyjne i mechanizm depozycji	113
Interpretacja stanowisk	113
Uwagi końcowe	116
Podziękowania	119
Summary	138

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Typy jezior w systemie glacialnym
2. Model uwarunkowań depozycji skalą zbiornika
3. Model uwarunkowań hydrologicznych czynników depozycji
4. Termika zbiornika glacialnego
5. Różnicowanie warunków dopływu
6. Dynamika wód w zbiornikach glacialnych
7. Subakwalne wrota lodowcowe w warunkach lodu szelfowego i gruntującego
8. Depozycja subakwalnych sandrów
9. Depozycja subakwalnych osadów perelfowych
10. Depozycja subakwalnych odsypów paraolowych
11. Ogólny model zmienności facjalnej osadów wrót lodowcowych
12. Model zmienności facjalnej subakwalnych odsypów paraolowych
13. Terminoglacjalne facje spływowe
14. Sekwencje spływu subakwalnego
15. Terminoglacjalne stożki subakwalne (model)
16. Forma występowania subakwalnych osadów korytowych
17. Model środowiska subakwalnej depozycji korytowej w warunkach gruntującego czoła lodu
18. Model środowiska subakwalnej depozycji korytowej w warunkach lodu szelfowego
19. Strefy depozycji trakcyjnej w rozległym zbiorniku glacialnym
20. Model koryt forestowych i stożków prodeltowych
21. Trzy typy struktur prądowych w centralnej części zbiornika
22. Subakwalne wytapianie i napławianie z brył lodowych
23. Model gór lodowych i osadów z nimi związanych
24. Zaburzenie depozycji parapelagicznej przez turbidity
25. Uwarunkowania depozycji parapelagicznej
26. Pulsacyjna dostawa i rozprowadzanie zawieszin parapelagicznych
27. Powstawanie "chmur" zawieszin przez nagłe wyhamowanie turbiditu
28. Model rozprzestrzenienia "chmur" zawieszinowych w zbiornikach glacialnych
29. Uwarunkowania rozwoju subakwalnych spływów grawitacyjnych
30. Model stożka turbiditowego
31. Modele sekwencji 4 typów spływów subakwalnych
32. Przebieg wyhamowania spływu subakwalnego
33. Przemijanie grawitacyjne czoła lodu spływowego
34. Mechanizm ruchu ziaren w spływie kolizyjnym
35. Mechanizm ruchu ziaren w spływie upłynnionego materiału
36. Przebieg ruchu prądu zawieszinowego
37. Transformacja grawitacyjnych procesów spływowych w profilu zbiornika
38. Uwarunkowania subakwalnej depozycji marginalnej
39. Środowiskowy model HCS
40. Subakwalne osuwiska marginalne wywołane upłynnieniem
41. Rodzaje zbiorników paraglacjalnych
42. Model zbiorników subglacjalnych
43. Osady paraglacjalne w formach kemowych

Tabele

1. Typy osadów glacialnych i procesy depozycyjne
2. Kod litofacyjny
3. Cechy litofacyjne i interpretacja subakwalnych osadów korytowych i osadów prądów trakcyjnych
4. Prędkość depozycji IRD

Fotografie

1. Świdnica 1. Proksymalne osady wrót lodowcowych
2. Świdnica 1. Budowa podstawy odsypów paraozowych
3. Świdnica 1. Dystalne, spągowe części odsypów paraozowych
4. Świdnica 2. Dystalne osady wrót lodowcowych
5. Łękińsko 6. Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe
6. Chojny 7. Diamiktyty spływowe proksymalnej strefy jeziora
7. Chikottin Canyon B.C., Canada. Subakwalne diamiktyty spływowe
8. Lillooet 1 B.C., Canada. Proksymalne, subakwalne osady korytowe
9. Lillooet 1 B.C., Canada. Osady proksymalnego stożka subakwalnego
10. Gang Ranch B.C., Canada. Wypełnienia koryt na stożkach subakwalnych
11. Lillooet 2 B.C., Canada. Środkowa część stożków subakwalnych
12. Fraser – Lillooet B.C., Canada. Dystalne osady koryt subakwalnych
13. Piaski 10. Osady stożków prodeltowych
14. Łękińsko 7. Osady prądów trakcyjnych w strefie prodelty
15. Piaski 6. Riplemarki trakcyjne proksymalnej strefy basenu
16. Potworów 1. Osady prądów trakcyjnych w małych jeziorach
17. Chojny 1. Osady prądów trakcyjnych centralnej części basenu
18. Chojny 1. Detale struktury osadów prądów trakcyjnych
19. Piaski 4. Dystalne prądy trakcyjne
20. Gang Ranch B.C., Canada. Masywne napławianie – diamiktyty wytopiskowe
21. Gang Ranch B.C., Miałe pakiety IRD w jeziorze glacialnym
22. Buczyzna 5. Terminoglacjalne diamiktyty IRD w małym zbiorniku
23. Łękińsko 8. Napławiane osady wytopiskowe w sekwencjach prodeltowych
24. Lillooet 4 B.C., Canada. "Drop Stones" w sekwencjach glacialimicznych
25. Wola Grzymalina 2. Napławione osady wytopiskowe wśród laminitów dystalnych
26. Fraser – Lillooet B.C., Canada. Proksymalne osady parapelagiczne
27. Piaski 7. Depozycja parapelagiczna w dystalnej strefie zbiornika
28. Czyżów 7. Dystalne ility i muły parapelagiczne
29. Potworów 3. Parapelagiczna depozycja w małych zbiornikach
30. Łękińsko 7a. Osady zbiorników dekantacyjnych
31. Piaski 4. Osady lokalnej redepozycji epizodycznej
32. Piaski 4. Mułowo–piaszczyste sekwencje turbiditowe
33. Chojny 3. Dystalne turbidity dużego jeziora proglacialnego
34. Łękińsko 5. Osady paraturbiditowe – spływ kohezyjny
35. Piaski 7. Osady spływu kohezyjnego i turbidity dystalne
36. Czyżów 3. Sekwencje spływów kolizyjnych
37. Czyżów 3. Detale sekwencji spływów kolizyjnych
38. Chojny 6. Prodeltowe spływy kohezyjne
39. Łękińsko 2. Rzeźba powierzchni ławic glacialimicznych
40. Buczyzna 2. Osady osuwiska subakwalnego
41. Piaski 3. Osady subakwalnego ześlizgu
42. Piaski 5. Osady marginalne rozległego basenu glacialimicznego
43. Łękińsko 4. Marginalne muły i diamiktyty laminowane
44. Buczyzna 4. Piaszczyste pakiety osadów marginalnych
45. Potworów 2. Osady małego zbiornika kemowego
46. Konin Żagański. Paraglacilimiczne sekwencje riplemarkowe
47. Grabowno. Piaszczyste osady paraglacilimiczne

ZARYS TREŚCI

Prezentowana praca stanowi pierwszą część monograficznego ujęcia problemu sedymentacji glacialimnicznej. Poswieconą jest charakterystyce glacialimnicznych procesów depozycyjnych oraz litofacjalnemu wykształceniu osadów. Propozycja wyróżnienia jedenastu genetycznych odmian osadów glacialimnicznych. Są nimi: subakwalne osady wrot lodowcowych, terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe, subakwalne osady korytowe, osady prądów trakcyjnych, napławiane osady wytopiskowe, osady zawieszin parapelagicznych, osady lokalnej redepozycji epizodycznej, osady subakwalnych spływów grawitacyjnych, osady osuwnisk subakwalnych, subakwalne osady marginalne oraz osady paraglacjalimniczne. Ponadto zasygnalizowano obszerną problematykę glacialimnicznych stożków subakwalnych, stożków turbidytowych oraz osadów prodeltowych. Każdy wyróżniony typ osadów powstaje w wyniku działania jednego bądź zespołu glacialimnicznych procesów depozycyjnych. Charakterystyka osadów podporządkowana jest stałemu schematowi, obejmującemu wprowadzenie, morfogenetyczne aspekty depozycji, formy i zasięg występowania, charakterystykę litofacjalną i teksturalną, mechanizm depozycji oraz interpretację stanowisk terenowych. Dodatkowo, w poszczególnych odmianach osadów, wprowadzono rozdziały dyskusyjne. Wszystkie poruszone zagadnienia omówiono na szerokim tle osiągnięć z tej dziedziny publikowanych w literaturze specjalistycznej, cytując około 450 najważniejszych, zdaniem autora, praw i artykułów. Całość zilustrowano 47 fotografiami oraz 43 modelowymi rysunkami środowiskowymi. Zespoły diagnostycznych cech litofacjalnych poszczególnych odmian osadów oraz dane uzupełniające zebrano w 4 tabelach. Układ opracowania oraz jego zakres mają na celu stosowanie go w formie klucza identyfikującego najważniejsze odmiany litofacjalne sedymentów glacialimnicznych, co w paleogeograficznych badaniach jest pierwszym krokiem interpretacyjnym.

Zaprezentowany tu materiał ma za zadanie przygotowanie odbiorcy do przyjęcia drugiej części opracowania, poświęconej charakterystyce oraz interpretacji facjalnej glacialimnicznych basenów depozycyjnych.

WPROWADZENIE *

Sedymentacja glacialimniczna zachodzi w wielu strefach glacialnego systemu depozycyjnego. Jest ona szczególnie typowa dla warunków supraglacialnych, terminoglacialnych i proglacialnych. Osady o charakterze jeziornym stwierdzono także wśród sedymentów subglacialnych (Jopling, McDonald, eds. 1975; Edwards 1978; Schluchter, ed. 1979; Ehlers, ed. 1983; Eyles N. ed. 1983; Evanson et al., eds. 1983; Ashley et al. 1985; Drewry 1986; Van Der Meer, ed. 1987; Menzies, Rose, eds. 1987; Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991; Goldthwait, Matsch, eds. 1989; Brodzikowski 1992a, 1992b i inni).

Osady glacialimniczne należą do najpowszechniej spotykanych wśród pokryw pozostawionych przez kontynentalne zlodowacenia plejstoceny. Ich badaniami zajęto się już w początkach XIX w. (Mc Culloch 1817; Keating 1823; Leyll 1832; Smith 1832; Hitchcock 1841; Jamieson 1863; Agassi z 1840, 1887; Upham 1884, 1885). Opracowania z końca tego wieku były już dość dokładne i dały do dziś aktualne podstawy sedymentologii glacialimniczej (Gilbert 1885; Russel 1885, 1889, 1893; Spencer 1890; Fouchild 1899; Stone 1899). Pierwsza połowa XX w. charakteryzowała się spadkiem zainteresowania tymi osadami. Dopiero lata sześćdziesiąte, a zwłaszcza siedemdziesiąte, przyniosły wiele nowych rezultatów, uszczegóławiających i modyfikujących poglądy wcześniejsze. Od tej pory zainteresowanie osadami glacialimnicznymi nie słabnie, a bardzo intensywny rozwój studiów nad osadami glacialnymi, od początku lat osiemdziesiątych, bardzo wzbogacił interpretację zwłaszcza niektórych odmian osadów jezior zastoiskowych (Banerjee 1966, 1968, 1973; Ashley 1972, 1975; Shaw 1975, 1977; May 1977; Shaw, Archer 1978, 1979; Shaw et al. 1978; Eyles N. 1979, 1987; Eyles C.H., Eyles N. 1983; Miall 1983, 1985; McCabe et al. 1984, 1986; Eyles C.H. et al. 1985; Eyles C.H. 1987; Eyles N. et al. 1987, 1988; Brodzikowski, Zieliński 1992b oraz wielu innych).

* Niniejsze opracowanie zostało przygotowane, złożone i zaakceptowane do druku w czerwcu 1989 roku. W latach 1989-1992 zbadano wiele nowych, interesujących stanowisk osadów glacialimniczych. Literatura przedmiotu wzbogaciła się również w szereg wartościowych i ważnych pozycji. Spowodowało to konieczność dokonania minimum niezbędnych uzupełnień w wersji pierwotnej opracowania. Uzupełnienia te, ograniczone z jednej strony przyczynami technicznymi i czasowymi, z drugiej zaś limitami objętości (podyktowane kosztem wydania) przedstawiono w kilku stopkach oraz niewielkich wstawkach w tekst.

Mimo jednak ukazania się selek prac poświęconych sedymencie i osadów glacialimnicznych, dotyczących różnych aspektów ich wykształcenia litofacjalnego, procesów sedymentacyjnych, przestrzennej zmienności facjalnej oraz paleogeografii wybranych basenów depozycyjnych, brak dotychczas zwartego opracowania na ten temat, o charakterze monograficznym. Uwaga ta w zasadzie dotyczy całości kształtu problematyki sedymencie i limnicznej, analizowanej i przedstawianej fragmentarycznie w monografiach i podręcznikach, rozpatrujących szczegółowo tylko wybrane aspekty problemu (Lerman 1978; Reading 1978; Matter, Tucker, eds. 1978; Reineck, Singh 1980; Gradziński et al. 1986; Walker ed. 1984). Nie ułatwia to studiów geologom i paleogeografom czwartorzędu, zajmującym się zwykle znacznie szerszym zakresem zagadnień niż sedymencie i glacialimniczna, a zmuszonym przy realizacji swych prac, w tym często przeglądowych, kartograficznych, do szczegółowych interpretacji tych osadów.

W ukazujących się ostatnio na świecie podręcznikach zaznacza się wyraźnie tendencja do ścisłej paralelizacji depozycji glacialimnicznej z glacialimorską. Jest to, w odniesieniu do osadów klastycznych, podejście bardzo słuszne, jako że w obu tych środowiskach funkcjonują te same procesy sedymentacyjne, a wyrazistość ich geologicznego zapisu w postaci sekwencji i asocjacji facjalnych jest przede wszystkim funkcją skali zbiorników depozycyjnych (Reading ed. 1978; Walker, ed. 1984).

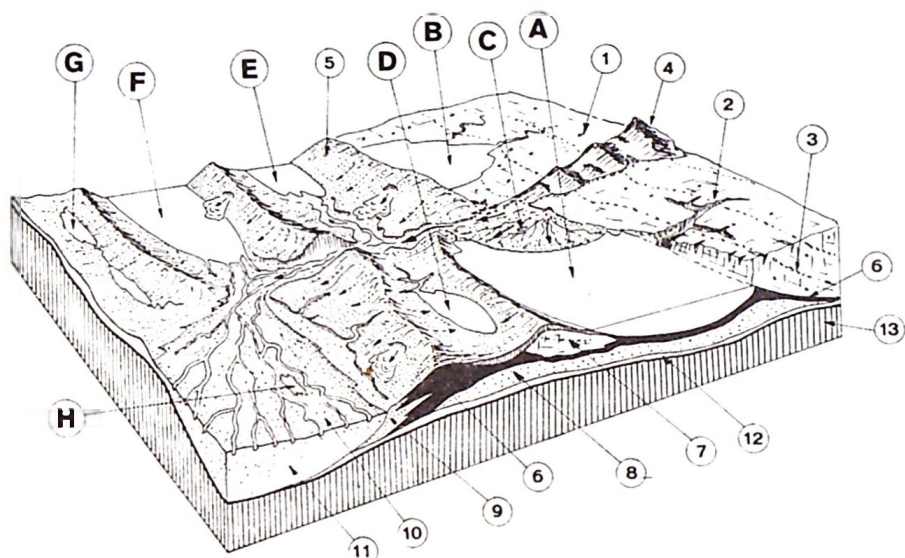
Badania litofacjalne osadów glacialimnicznych prowadzę od przeszło 15 lat. Zebrałem w tym okresie materiał z obszaru Polski południowo-zachodniej, zachodniej oraz centralnej (strefa rowu Kleszczowa). Lata ostatnie pozwoliły mi na uzupełnienie niektórych obserwacji w Holandii oraz w południowej i południowo-zachodniej Kanadzie, gdzie miałem okazję studiować osady olbrzymich zbiorników terminoglacjalnych. Niniejsze opracowanie jest pierwszym i z konieczności wstępnym, względnie usystematyzowanym podsumowaniem wyników. Ma ono na celu przedstawienie litofacjalnego zróżnicowania osadów glacialimnicznych oraz charakterystykę glacialimnicznych procesów sedymentacyjnych. *

* Przeciagające się oczekiwanie na druk niniejszego tomu zmusiło mnie do przedstawienia części materiału, dotyczącego podstaw interpretacji sedymentologicznej środowiska glacialimnicznego oraz identyfikacji i systematyki glacialimnicznych mechanizmów transportu i procesów sedymentacyjnych w materiałach Letniej Szkoły Sedymencie i Limnicznej (Murzynowo, 1992), w postaci dwóch obszernych artykułów (Brodzickowski 1992a, 1992b).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI GLACILIMNICZNEJ

Osady glacialimniczne deponowane bywają w zbiornikach o bardzo różnym pochodzeniu. Mogą więc one akumulować się w zbiornikach zastoiskowych, podpartych czołem aktywnego lodu, w zbiornikach morenowych, których dystalny brzeg tworzy skłon moreny czołowej (*sensu lato*) oraz w zbiornikach wytopiskowych, w obszarach supraglacialnych zwykle na lodzie martwym. Literatura dostarcza przykładów jezior sandrowych, krewasowych oraz subglacialnych. Jeziora proglacialne mogą tworzyć się w rynnach uprzednio wyerodowanych w podłożu wodami subglacialnymi lub lodem. Znane są tzw. depresje glacialitektoniczne, stanowiące w okresie recesji rozległe zbiorniki proglacialne. Często opisywane bywają zbiorniki zastoiskowe w podpartych lodem dolinach rzek, w kotlinach śródgórskich, a także w sferach tzw. nunataków wklęsłych, których istnienie zwykle bywa uwarunkowane lokalnie zwiększonym dopływem strumienia ciepłego ziemi. Często opisywane bywają zastoiska termokrasowe. Dziesiątki prac dokumentują jeziora powstające w obszarach deglacjacji arealnej pomiędzy bryłami martwego lodu (rys.1). Takich różnych sytuacji morfogenicznych, sprzyjających powstawaniu zbiorników jeziornych w obrębie glacialnego systemu depozycyjnego, może być bardzo wiele (Charlesworth 1957; Hutchinson 1957; Kozarski 1967; Boulton 1972; Klatkova 1972b, 1982; Różycki 1972; Jahn 1975; French 1976; Klimaszewski 1976; Sugden, John 1976; Embleton, King 1977; Edwards 1978; Embleton, Thornes 1979; Merta 1978; Washburn 1979; Powell 1981; De Jong 1983; Håkanson, Jansson 1983; Van Der Meer 1983; Quigley 1983; Ashley et al. 1985; Eyles N., Miall 1986; Drewry 1987; Houmark-Nielsen 1987). Do bardzo ciekawych, dzięki wielkiej zmienności fizjograficznej w okresie ich trwania oraz ogromnej dynamice procesów sedymentacyjnych w nich zachodzących, należą zbiorniki powstające w obszarach tektonicznie aktywnych, o wyraźnej sedymentacji podłoża (Miall 1984; Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991; Brodzikowski et al. 1987a, 1987b, 1987c; Brodzikowski, Zieliński 1992a, 1992b). Obszary góryste południowo-zachodniej Kanady (Kolumbia Brytyjska) dostarczają wielu przykładów jezior zastoiskowych powstałych przez zatamowanie odpływu rzek w wielkich i głębokich kanionach ogromnymi osuwiskami lub obrywami skalnymi (Eyles N. 1987; Eyles N. et al. 1987, 1988).

Oczywiście, geneza zbiornika jeziornego determinuje zazwyczaj mocno przebieg, intensywność, a często nawet także charakter glacialimnicznych procesów sedimentacyjnych.



Rys. 1. Typy jezior w systemie depozycji glacialimnicznej. Schematyczny model paleogeograficzny.

A – jezioro terminoglacjalne; B – jezioro supraglacjalne; C – mały zbiornik na równi deltowej; D – jezioro termokarstowe; E – jezioro międzymorenowe; F – jezioro proglacjalne; G – zbiornik bezodpływowy pochodzenia wytopiskowego; H – jezioro sandrowe. Tło paleogeograficzne: 1 – lód aktywny; 2 – krewasy brzeżne; 3 – linie płynięcia lodu; 4 – nunataki; 5 – moreny z jądrem lodowym; 6 – diamiktyczne osady subglacjalne; 7 – martwy lód jądra lodowego moreny; 8 – transgresyjne osady glacialfluwialne; 9 – osady stokowe; 10 – koryta błazące na stożku sandrowym; 11 – osady sandru zewnętrznego; 12 – starsze osady glacialimniczne; 13 – podłoże.

The lake types within glacialimnic depositional system. Schematic palaeogeographical model.

A – terminoglacjal lake; B – supraglacjal lake; C – small basin on the delta plain; D – thermokarst lake; E – intermorainic lake; F – proglacial lake; G – closed basin of melting ice origin; H – sandur lake. Palaeogeographic background: 1 – active ice; 2 – marginal crevasses; 3 – flow lines in the ice; 4 – nunataks; 5 – ice-cored moraines; 6 – diamictic subglacial deposits; 7 – dead ice core within moraine; 8 – transgressive glacialfluvial deposits; 9 – slope deposits; 10 – braided channels of sandur; 11 – external sandur deposits; 12 – older glacialimnic deposits; 13 – substratum (after: Brodzikowski, Van Loon 1987, partly changed and completed).

SKALA ZBIORNIKA A PROCESY DEPOZYCYJNE

Skala zbiornika to, prócz jego lokalizacji względem czoła lodu, podstawowy czynnik determinujący cechy depozycji glacialimnicznej. Łatwo bowiem wyobrazić sobie, jak odmiennie przebiegać będą procesy sedymentacyjne w basenie płytkim o małej powierzchni w porównaniu z tymi w zbiorniku o powierzchni tysięcy km² i głębokościach morza szelfowego. Pierwsze bowiem, o powierzchni rzędu setek m², najwyżej zaś kilku km² i głębokościach 2–3 m, bardziej podobne są do basenów dekantacyjnych na równiach zalewowych niż do normalnych jezior. Ich wody nie wykazują żadnej niemal dynamiki, jeżeli zaś są to zbiorniki przepływowe na drodze aktywnych strumieni glacialfluwialnych, szybko ulegają zapełnianiu osadami bardziej zbliżonymi do fluwialnych niż limnicznych. W zbiornikach bardzo dużych wody podlegają intensywnemu falowaniu, strefy brzegowe mogą ulegać działalności pływowej. Dostarczane do nich osady zostają idealnie rozfrakcjonowane. Rozwijają się w nich, denne prądy gęstościowe, przemieszczające się na odległości dziesiątek kilometrów. Czas ich wypełniania osadami jest bardzo długi, toteż w profilach zapisana może być historia całego okresu glacialnego a nawet kilku zlodowaceń. Sedymentacja w takich zbiornikach rządzi się więc prawami podobnymi do sedymentacji morskiej (Eyles C.H., Eyles N. 1983, 1984; Eyles C.H. et al. 1985).

W obrębie zastoisk, którymi najczęściej zainteresowany bywa geolog czwartorzędu lub paleogeograf, w warunkach europejskich istnieje dostatecznie duże zróżnicowanie skali. Jako przykład służyć może zestawienie zastoiska warszawskiego (Merta 1978) z zastoiskiem Widawki (Baraniecka, Sarnacka 1971; Hałuszczak 1982), ze zbiornikami zastoiskowymi wnętrza rowu Kleszczowa (Brodzikowski et al. 1987a,b,c) oraz z licznymi zbiornikami zastoiskowymi, których osady odstawiają się dziś w formach kemowych na terenie całej Polski środkowej i zachodniej (Klatkowska 1972a; Krygowski 1972, 1974; Stankowski 1981; Brodzikowski 1982a, 1984; Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987, 1991; Szponar 1986 i wielu innych).

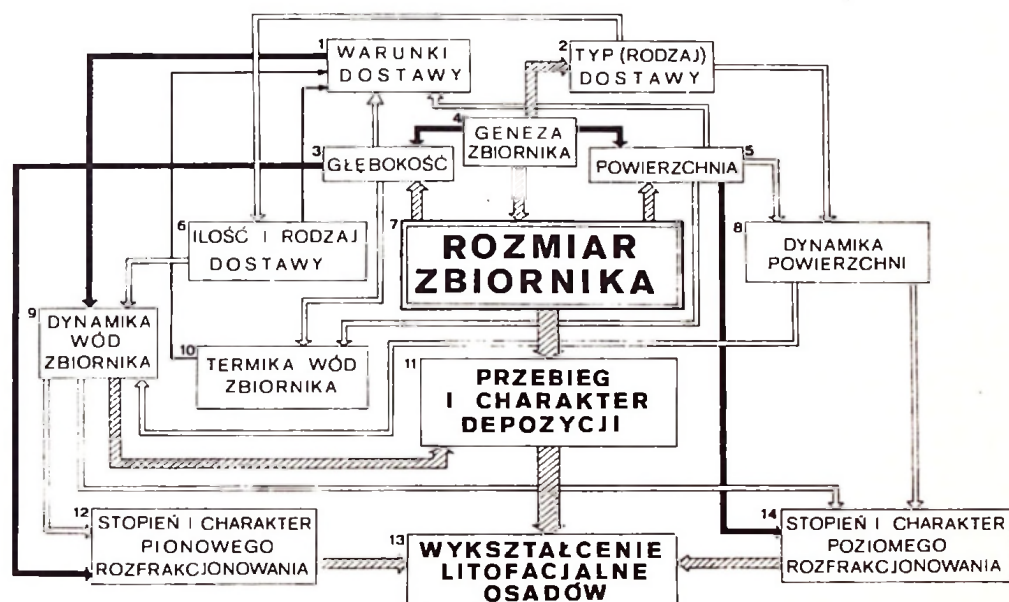
Skala zbiornika depozycyjnego bezpośrednio wpływa na stopień poziomego i pionowego rozfrakcjonowania osadów, na dynamikę wód jeziora, typ dopływu i rozprowadzania zawieszin w zbiorniku, zasięg oddziaływania prądów dennych, czas funkcjonowania zbiornika, poziomą i pionową zmienność

litofacjalną osadów oraz wykształcenie osadów sterfy brzegowej. Ponadto skala zbiornika, uwarunkowana w sposób oczywisty jego genezą, wiąże się ze stopniem zróżnicowania rzeźby dna, a to wpływa na zasięg oraz dynamikę oddziaływania różnych procesów sedymentacyjnych. Z morfogenezą zbiorników związany jest rodzaj oraz charakter dostawy materiału. Rozległy kontakt zbiornika z aktywnym czołem lodu stwarza inne warunki dostawy niż kontakt punktowy, jeszcze zaś inne – proglacialna lokalizacja basenu, czyli brak bezpośredniego kontaktu z lodem lodowcowym (rys. 2).

Pomiędzy wymienionymi elementami, na które pośrednio lub bezpośrednio wpływa skala zbiornika, istnieją zależności i sprzężenia. Zbiornik glaciolimniczny w sensie sedymentologicznym traktować należy jako bardzo czuły system przyrodniczy. Każda zmiana dynamiki któregośkolwiek z procesów związanych z tym systemem pociąga za sobą zazwyczaj reakcję łańcuchową: zmianom podlegają zaczynają inne procesy, by ponownie ustaliła się nowa, już inna równowaga energetyczna (Reading ed. 1978; Eyles N. ed. 1983; Håkanson, Jansson 1983).

CECHY BIOLOGICZNE JEZIOR GLACJALNYCH

Wszystkie jeziora glacialne charakteryzują się wodami bogatymi w tlen. Są doskonale przewietrzane. Życie organiczne praktycznie w nich nie istnieje. Jest to przede wszystkim uwarunkowane dynamiką depozycji oraz pochodzeniem i termiką wód. Wody zbiorników terminoglacjalnych i proglacjalnych są bardzo zimne. Ich temperatura oscyluje w granicach 3–5°C. Z tych więc względów związki azotu i fosforu występują śladowo i są zawsze pochodzenia allochtonicznego. Po dostaniu się z mineralnym detrytusem do zbiornika ulegają bardzo szybkiemu utlenianiu. W szczególnych warunkach w jeziorach glacialnych pojawiają się jony węglanowe. Ich ilość jest jednak nieporównywalnie mniejsza niż stwierdzona np. w wytopiskowych facjach diamiktycznych. Dlatego jeziora glacialne można traktować jako skrajnie oligotroficzne (Wetzel 1975; Eugster, Hardie 1978; Håkanson, Jansson 1983).



Rys. 2. Model uwarunkowań depozycji glacialnej skalą zbiornika.
Schematyczna ilustracja zależności pomiędzy czynnikami.

The model for conditioning of glacial deposition by the scale of the basin.
Schematic illustration of interrelations in between agents.

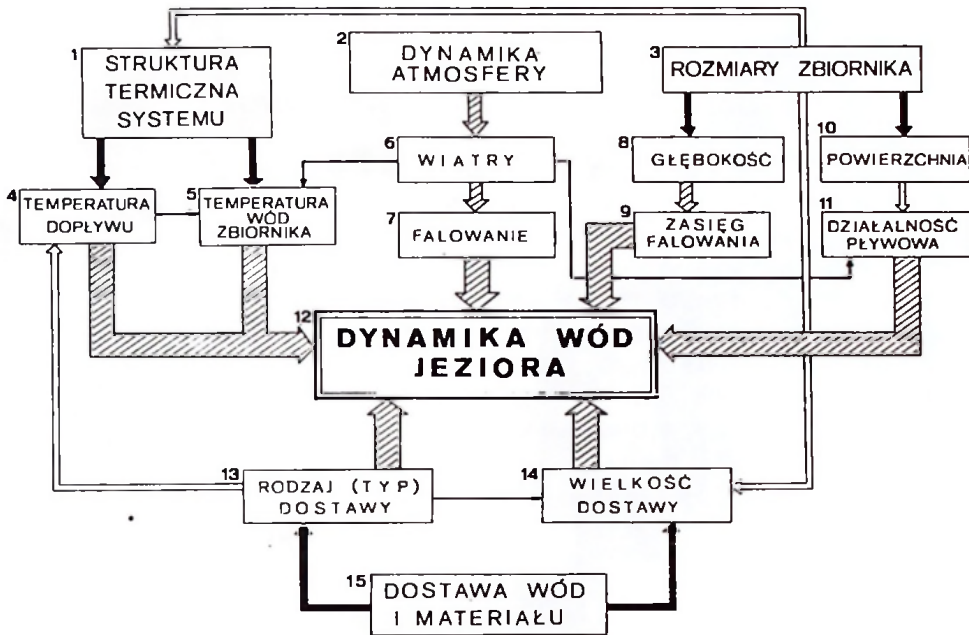
1 – input conditions; 2 – type of the input; 3 – depth; 4 – basin origin; 5 – area of the basin; 6 – amount and character of input; 7 – scale of the basin; 8 – surface water dynamics; 9 – water movement within the lake; 10 – thermics of the lake water; 11 – course and character of the deposition; 12 – degree and character of the vertical grain size distribution; 13 – lithoglacal development; 14 – degree and character of horizontal grain size distribution.

HYDROLOGICZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Dynamika wód jeziornych ma niewątpliwie wpływ na przebieg procesów depozycyjnych (Matthews 1956; Nydegger 1967; Banerjee 1968; Komar 1971; Gustavson 1975; Reading ed. 1978; Håkanson, Jansson 1983; Gradziński et al. 1986). Jest ona uzależniona od struktury termicznej systemu (T dopływu – T zbiornika), od dynamiki atmosfery (wiatry – falowanie), rozmiarów zbiornika (pływy, zasięg falowania) oraz od ilości dostarczanego do zbiornika materiału, rozprowadzanego w postaci dennych, naddennych i przypowierzchniowych prądów zawieszinowych (Church, Gilbert 1975; Sturm, Matter 1978; Pickrill, Irwin 1983). W przypadku bezpośredniego kontaktu jeziora z czołem lodu lub usytuowania go w pozycji supraglacialnej czynnikiem dodatkowo i bardzo intensywnie dynamizującym wody w zbiorniku bywa zachowanie czoła lodu lub postęp procesów wytopiskowych (Ashley 1972, 1975; Gilbert 1975; Smith 1978; Eyles N. 1979; Pharo, Carmack 1979; Brodzikowski 1982, 1984; Brodzikowski, Van Loon 1983; Eyles et al. 1987, 1988). Podobną ogromną rolę odgrywać może również tektoniczna aktywność podłoża (Brodzikowski et al. 1987a, 1987b, 1987c; Brodzikowski, Zieliński 1992a, 1992b). Powyższe stwierdzenia ilustruje rys. 3.

STRUKTURA TERMICZNA SYSTEMU

Jeziora glacialne charakteryzuje prosta struktura termiczna, tylko w niewielkim zakresie uzależniona od ich głębokości. Temperatura wód jest w nich generalnie bardzo niska. W jeziorach głębokich, które nie mają bezpośredniego kontaktu z lodem, termika powierzchniowej warstwy wód może ulegać minimalnym zmianom w ciągu roku. Temperatury najniższe odpowiadają maksimum wiosenno-lętnich dopływów wód ablacyjnych, najwyższe zaś spadkom ablacji w okresach jesiennych (Hutchinson 1957; Gage 1975; Jolly, Irwin 1975; Irwin, Pickrill 1982; Smith, Syvitski 1982; Håkanson, Jansson 1983). W warunkach plejstoceńskiej "złodowaconej" Europy z okresami jesiennymi wiązały się maksima opadów deszczowych (Brodzikowski 1987). Głębokie partie jezior, poniżej 10–15 m miały zazwyczaj stałą.



Rys. 3. Model uwarunkowań dynamiki wód jeziora przez czynniki paleogeograficzne. Schematyczna ilustracja zależności pomiędzy rozpatrywanymi czynnikami.

The lake water dynamics conditioning by palaeogeographical agents.
The model schematic illustration of interrelations in between considered agents.

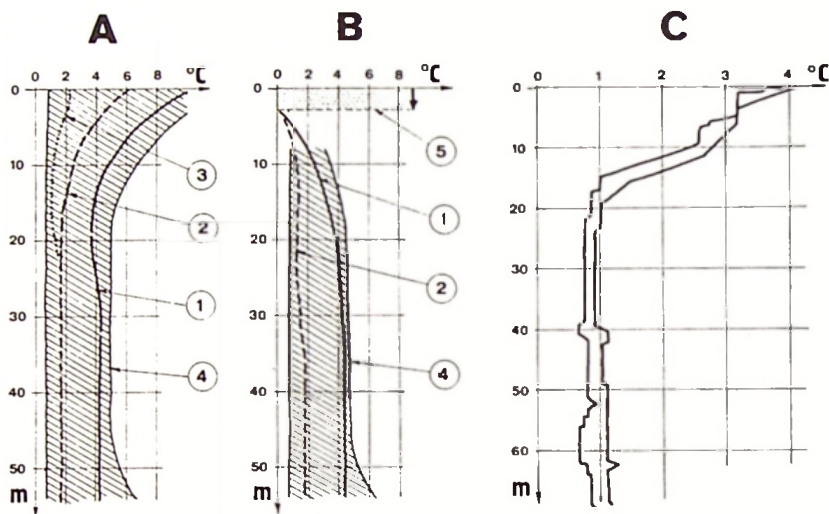
1 – thermic structure of the system; 2 – atmosphere dynamics; 3 – scale of the basin; 4 – input temperature; 5 – lake water temperature; 6 – winds; 7 – wave action; 8 – depth of the lake; 9 – vertical wave action extent; 10 – area; 11 – tidal action; 12 – the lake water dynamics; 13 – types of the input; 14 – amount of the input; 15 – water and material input.

niską temperaturę, rzędu 3–4°C. W warunkach stałego kontaktu z lodem temperatura ta mogła być nawet nieco niższa. Wahania roczne termiki warstwy powierzchniowej przypuszczalnie oscylowały w granicach 2–3°C.

W jeziorach płytkich i roległych, gdzie łatwo zachodziło mieszanie wód, pionowa strefowość termiczna nie istniała. Dopływające do jezior glacialnych masy wód ablacyjnych mają zawsze niższą temperaturę od wód jeziornych i choć różnice są minimalne (rzędu 1–3°C), stanowią one regułę (Pickrill et al. 1981; Håkanson, Jansson 1983) (rys. 4).

ROLA DYNAMIKI ATMOSFERY

Dynamika atmosfery w obszarach glacyogenicznego systemu depozycyjnego jest zazwyczaj znaczna; tak też było w obszarach marginalnych niżowych zło-dowców plejstocенskich Europy (Brodzickowski 1985, 1987). Silne, wielo-



Rys. 4. Termika zbiorników glacialimnicznych. Modele ogólne dla okresu letniego (A) i zimowego (B) oraz przykładowe wyniki pomiarów temperatury w terminoglacialnym jeziorze Malaspina (C) wg Gustavsona (1975), graficznie zmienione.

1 – krzywa T dla jeziora proglacialnego; 2 – krzywa T dla jeziora terminoglacialnego; 3 – krzywa T w warunkach występowania silnych prądów termoklinalnych; 4 – pole zasięgu zmian; 5 – warstwa zamarznięta zimą.

Thermic structure of glacialacustrine basins. General models for summer (A) and winter (B) as well as example of measurements results from terminoglacial Malaspina lake (C) after Gustavson (1975), graphically changed.

1 – T curve for proglacial lake; 2 – T curve for terminoglacial lake; 3 – T curve when thermocline currents are active; 4 – the T changeability area; 5 – frozen layer during winter.

kierunkowe wiatry były zjawiskiem powszechnym w ciągu całego okresu ablacyjnego. Odgrywały one ogromną rolę dynamizującą wody w jeziorach. Powodowały przede wszystkim falowanie, będące ważnym czynnikiem sedymentacji przybrzeżnej. Duża rozległość zbiorników sprzyjała powstawaniu fal wielometrowej nawet wysokości (Eyles C.H., Eyles N. 1983; Eyles C.H. 1986; Eyles N., Clark 1986). Znaczne falowanie wpływa także na charakter i tempo wymieszania wód w jeziorze oraz na zasięg i kierunki rozprzestrzeniania się prądów zawieszinowych. W poszczególnych sytuacjach może ono również prowadzić do powstania zjawisk parapyływowych, np. w obszarach delt oraz do rozwoju wybrzeża plażowego. Wiatry wpływają także na ogólną cyrkulację wód w jeziorach, szczególnie stale wiejące z określonych

kierunków. W zbiornikach o niewielkich głębokościach powstają wówczas prądy zbliżone charakterem do prądów morskich.

DYNAMIKA CZOŁA LODU AKTYWNEGO

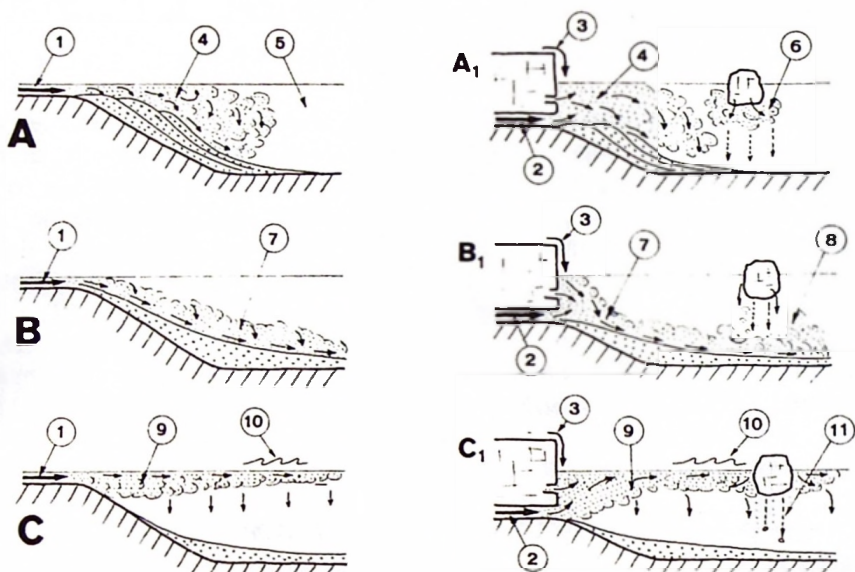
Jezióra terminoglacjalne, a więc mające bezpośredni kontakt z czołem lodu aktywnego, charakteryzują się zazwyczaj obecnością zjawisk pływowych. Pływy te spowodowane są nagłymi ruchami strefy czołowej lodu. Mogą to być ruchy o charakterze pulsacyjnym, mogą one także polegać na okresowo bardzo intensywnym odrywaniu się fragmentów lodu, które rozpoczynają dryfowanie po zbiorniku w postaci gór lodowych lub kier. Zjawiska takie zidentyfikowano w wielu sekwencjach glacialimnicznych (Brodzikowski, Van Loon 1991; Brodzikowski, Zieliński 1980, 1992b). Diagnostycznymi strukturami są dla nich riplemarki wsteczne, często w wielozestawach laminacji smużystej (Reading ed. 1978; Reineck, Singh, 1980; Gradziński et al. 1986; Walker ed. 1984).

ZRÓŻNICOWANIE WARUNKÓW DOPŁYWU

Zróżnicowanie warunków dopływu wód ablacyjnych oraz materiału klasycznego do zbiorników glacialimnicznych jest duże. Polega ono głównie na zmienności stosunku gęstości wód zbiornika do wód przyptywających od lodu oraz ewentualnie ze strefy ekstraglacjalnej. Różnice gęstości mogą być spowodowane termiką albo zawartością drobnofrakcyjnych zawiesin (Beates 1953; Fisher et al. 1969; Reading ed. 1978; Reineck, Singh 1980; Gradziński et al. 1986). Tak pojęte warunki dopływu zmieniają się w zbiornikach glacialimnicznych w sposób cykliczny, aczkolwiek nie zawsze regularnie. Zmiany charakteru dopływu bowiem mogą wiązać się z rocznymi wahaniami bilansu ablacyjnego, jak i z okresami wieloletnich zmian jego wartości (Sugden, John 1976; Baranowski 1977; Embleton, King 1977; Edwards 1978 i inni). Oczywiście, zjawiska takie obserwuje się we wszystkich zbiornikach, jakkolwiek najsilniej zaznaczają się one w tych, których głębokość pozwala na wyraźne oddzielenie prądów przypowierzchniowych od naddennych i dennych (Fisher et al. 1969) (rys. 5).

DOPŁYW HOMOPIKALNY

Dopływ homopikalny (ang. *homopycnal flow*) odpowiada sytuacji, gdy gęstość wód zbiornika jest taka sama jak gęstość wpadających doń wód ablacyjnych. W zbiorniku dochodzi do szybkiego mieszania. Zawiesiny powierzchniowe opadają względnie szybko, a przyrost poziomy strefy zrzutu delty jest znaczny. Intensywnie narastają piaszczyste nasypy przyujściowe oraz zestawy podwodnego skłonu formując zwykle typowe delty gilbertowskie (Gil-



Rys. 5. Zróżnicowanie warunków dopływu w zbiornikach glacialimniczych wg Fisher et al. (1969), graficznie zmienione i uzupełnione.

A, B, C – zbiorniki proglacialne; A1, B1, C1 – zbiorniki terminoglacjalne. A, A1 – dopływ homopikalny; B, B1 – dopływ hiperpikalny; C, C1 – dopływ hipopikalny; 1 – dopływ glacialfluwalny; 2 – dopływ wód subglacialnych, subakwalny; 3 – dopływ supraglacialny; 4 – zawiesina wymieszana z wodą zbiornika szybko osiadająca na dnie; 5 – czyste wody jeziora; 6 – dopływ z dryfujących gór lodowych, kry; 7 – prądy dennie; 8 – chmury zawieszin wzburzone przez materiał opadający z gór lodowych; 9 – prądy powierzchniowe; 10 – falowanie; 11 – zawiesziny napławiane.

Differentiation of the input conditions within glacialacustrine basin after Fisher et al. (1969), graphically changed and completed.

A, B, C – proglacial basin; A1, B1, C1 – terminoglacjal basins; A, A1 – homopical flow; B, B1 – hiperpical flow; C, C1 – hipopical flow; 1 – glacialfluvial input; 2 – subaqueous, subglacial input; 3 – supraglacial input; 4 – totally mixed suspension fastly settling down; 5 – fresh lake water; 6 – meltwater input from drifting icebergs and rafts; 7 – bottom currents; 8 – suspension skuds caused by ice rafted debris falling to the bottom from icebergs; 9 – surface currents; 10 – wave action; 11 – ice rafted suspension.

bert 1885). Z uwagi na fakt ogólnie niskich temperatur wód ablacyjnych i jeziornych czynnik termiczny nie odgrywa tu zasadniczej roli, zwłaszcza w jeziorach średnich i dużych. O charakterze dopływu decydują zawiesziny. Dlatego warunki dopływu homopikalnego mogą charakteryzować środek okresu ablacyjnego. Jest to czas, gdy w wodach jeziora wiosenny zrzut rozprowadził już bardzo wiele zawieszin, przez co napływające do zbiornika wody nie różnią się wiele pod tym względem. Czasami tego rodzaju warunki mogą zapanować pod koniec okresu ablacyjnego, gdy w jeziorach terminoglacjalnych dochodzi do intensywnego "cielenia się" niewielkich lodów szelfowych. Rozprowadzany w górach lodowych i krach, szybko wytapiający się materiał dostarczać może

bardzo wiele zawiesin (Powell 1981; Anderson, Matsch 1983; Eyles C. H. et al. 1985; Dowdeswell 1987). Jest to jednak sytuacja rzadka, wymagająca w lodowcach o ciepłym ustroju termicznym nagłych zmian hydrologicznych (pod koniec okresu ablacyjnego), które uprzednio hamowane były przez złożony system interglacialnego drenażu.

DOPIŁYW HIPERPIKALNY

Dopiływ hiperpikalny (ang. *hyperpicnal flow*) odpowiada sytuacji, gdy gęstość wód zbiornika jest mniejsza niż mocno obciążonych zawiesinami wód doń dopływających. Procesy depozycyjne zdominowane są wówczas depozycją z szeroko rozprzestrzeniających się ciężkich prądów dennych. W tych warunkach oprócz najczęstszych delt Gilbertowskich mogą tworzyć się także delty Hjulströma (Hjulström 1952), w których brak typowego środkowego ogniwa foresetowego (ang. *foreset beds*).

Delty typu Hjulströma określa się dziś powszechnie angielskim terminem *fan-delta*, dla którego jak dotąd nie zaproponowano odpowiedniego, polskiego określenia. Biorąc pod uwagę kryteria identyfikacyjne najwłaściwszym terminem polskim wydaje się *delta stożka aluwialnego* (tak jak o deltach sypanych u ujść rzek mówi się *delta rzeki*). Termin ten wprowadzony został przez Holmes'a (1965). Wielokrotnie i szeroko dyskutowano w literaturze (McGowen 1970; McPherson et al. 1987; Schumm 1977; Nilsen 1985; Stow 1986) oznacza dziś *formę przybrzeżnej akumulacji osadów dostarczanych ze stożka aluwialnego, deponowaną głównie lub całkowicie subakwalnie w przejściu pomiędzy aktywnym stożkiem a zbiornikiem wody stagnującej* (Nemec, Steel 1987, 1988). Zainteresowanie tym rodzajem delty jest w ostatnich latach ogromne. Prace opublikowane w kilku zbiorach tematycznych (poza dziesiątkami artykułów w różnych czasopismach) bardzo wzbogaciły wiedzę sedymentologiczną na temat proksymalnej sedimentacji jeziornej (morskiej), w szczególności zaś wiedzę szczegółową o wysoko energetycznych procesach depozycyjnych (Koster, Steel 1984; Leggett, Zuffa eds 1987; Colella ed 1988; Nemec, Steel eds 1988; Colella, Prior eds 1990).

Sytuacja taka jest najczęstsza na wiosnę, a więc w początku okresu ablacyjnego. Wody zbiornika są wówczas względnie czyste, gdyż większość zawiesin, wprowadzonych doń w poprzednim okresie, zdążyła w czasie zimy osiąść na dnie. Natomiast wody wpływające do zbiornika niosą wielką ilość materiału, zarówno grubo- jak i drobnofrakcyjnego. Oczywiście, sytuacja dopływu hiperpikalnego może wystąpić również w dowolnym momencie okresu ablacyjnego. Zależy to od lokalnych zmian w nagromadzeniu i uwalnianiu detrytusu ze strefy czołowej lodu. Jest to szczególnie ważne w jeziorach terminoglacjalnych (Edwards 1978). Ponadto jeziora terminoglacjalne zazwyczaj charakteryzuje ciągły dopływ wód ablacyjnych nie tylko w lecie, lecz również subakwalnie, pod zimową pokrywą lodową. Zrzut zimowy (Shaw 1977, 1975; Shaw, Archer 1978, 1979) nie jest zwykle bardzo intensywny. Ma jednak niemal zawsze charakter hiperpikalny.

DOPIŁYW HIPOPIKALNY

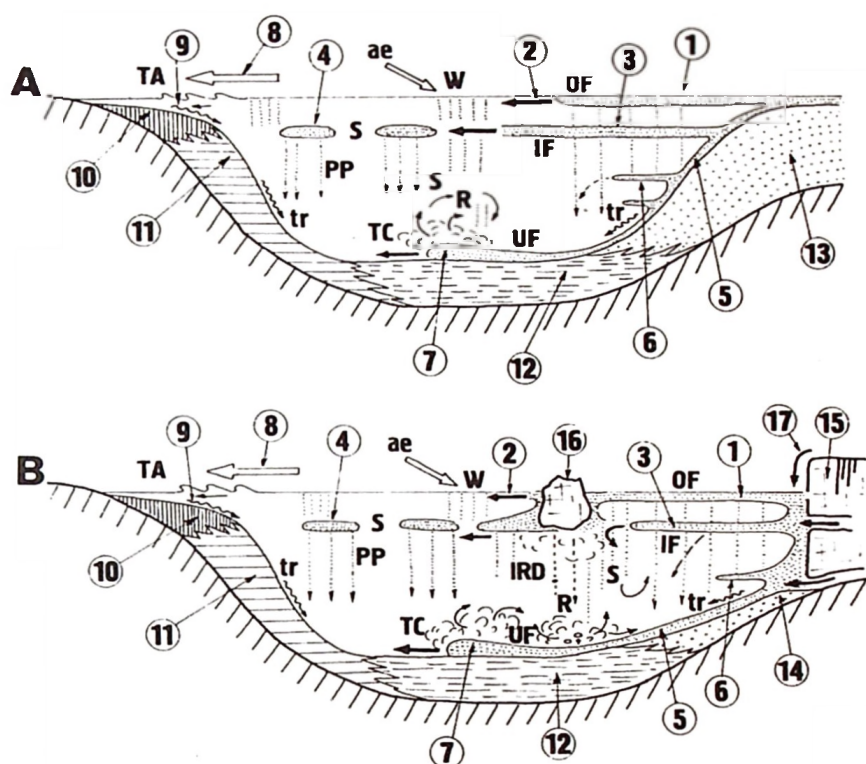
Dopiływ hipopikalny (ang. *hypopicnal flow*) odpowiada sytuacji odwrotnej z poprzednia. Wody dopływające do zbiornika mają mniejszą gęstość niż



wody jeziora. W jeziorze dominuje wówczas zdecydowanie sedymentacja z zawieszin powierzchniowych i naddennych (Fisher et al. 1969; Shaw, Archer 1978; Miall 1985). Takie warunki mogą panować w jeziorze glacialnym pod koniec okresu ablacyjnego, gdy w wodach zbiornika rozproszonych jest najwięcej zawieszin, które jeszcze nie zdążyły osiąść na dnie. Równocześnie w tym czasie dopływ wód ablacyjnych jest najsłabszy. Jest to bowiem najsuchszy zazwyczaj okres roku. W takich warunkach dochodzi do sedymentacji nietypowych ogniów foresetowych o małym nachyleniu oraz dużym udziale frakcji mułowej i ilastej. Delta nadbudowywana w tych warunkach przyrasta powoli, przy czym tempo przyrostu wzrasta od górnego do dolnego członu. Względnie najszybszy przyrost pionowy masy osadów (w tych warunkach generalnie mały) obserwuje się w obrębie prodelty. Ponadto cykle akumulacji dennej w proksymalnej części jeziora są miększe i niemal monofrakcyjne, aczkolwiek szczegółowe badania wykazują świetnie wykształcone uziarnienie frakcjonalne (Ashley 1975; Church, Gilbert 1975; Shaw 1977b; Shaw, Archer 1979).

DYNAMIKA WÓD ZBIORNIKA W PROFILU PIONOWYM

Z rozdziału poprzedniego niezbicie wynika, że jeziora, w tym także glacialne, charakteryzują się wyraźną zmiennością dynamiki wód w profilu pionowym (Bell 1942; Sturm, Matter 1972b, 1972c, 1978; Håkanson, Jansson 1983; Sturm 1975, 1976; Lambert et al. 1976; Lambert 1978). W jeziorach glacialnych występuje intensywna działalność prądów, związanych z dopływem wód. Wyróżnia się prądy powierzchniowe (ang. *surface currents*), prądy podpowierzchniowe (ang. *intercurrents*) oraz prądy denne (ang. *bottom currents* lub *undercurrents*). Wśród tych ostatnich często rozróżnia się prądy turbidytowe (ang. *turbidity currents*) oraz prądy trakcyjne (ang. *traction currents*). Intensywne działanie prądów powierzchniowych, określanych także mianem overflow, wiąże się z dopływem hipopikalnym. Prądy podpowierzchniowe, oddziałujące głównie w strefie termoklinalnej, zwane także *interflow*, w rozległych, proglacialnych jeziorach o znacznej głębokości funkcjonują niemal stale. Sturm, Matter (1978) twierdzą, że uwarunkowane jest to głównie faktem, iż pionowy gradient gęstości wód jeziornych czasami bywa mocniej uzależniony od termiki niż od ilości najdrobniej frakcyjnych zawieszin. Jest to sytuacja wyjątkowa, acz możliwa, szczególnie w jeziorach nie mających bezpośredniego kontaktu z lodem, w których pod koniec okresu ablacyjnego mogła wykształcić się, w plejstoceńskich warunkach średnich szerokości geograficznych, termoklina. Prądy denne, zwane także *underflow*, formowały się w sytuacji dopływu hiperpikalnego, choć jako turbidyty mogły powstawać przy każdej strukturze gęstościowej profilu jeziora. Z turbidytami wiążą się także naddenne prądy wsteczne (Jopling, Richardson 1966; Middleton 1966; Walker 1967; Jopling, Walker 1968; Skipper 1971; Hampton 1972; Wunderlich 1972; Shepard 1973; Walker, Mutti 1973; Skipper, Bhattacharjee 1978). Pionowy profil dynamiki wód jeziora w warunkach pro- i terminoglacialnych ilustruje rys. 6.



Rys. 6. Dynamika wód zbiornika glacialimnicznego w profilu pionowym (za: Sturm, Matter 1978), zmienione i uzupełnione dla warunków proglacialnych (A) oraz terminoglacjalnych (B).

OF – dopływ powierzchniowy; IF – dopływ podpowierzchniowy, często termoklinalny; UF – dopływ denny; TC – prądy turbiditytowe; PP – zawiesziny parapelagiczne; S – zawiesziny rozproszone; R – redepozycja, autosuspensja przy prądach turbiditytowych; W – działalność fal, ae – eoliczna dostawa zawieszin; TA – działalność pływowa; tr – działalność prądów trakcyjnych; IRD – napławianie zawieszin. Tło paleogeograficzne: 1 – prądy powierzchniowe; 2 – kierunek migracji prądów; 3 – prądy termoklinalne-podpowierzchniowe; 4 – nleciagle migrujące chmury zawieszin; 5 – brzeżne prądy denny; 6 – prądy naddenne; 7 – czoło prądu turbiditytowego; 8 – kierunek migracji fal; 9 – kierunek prądów trakcyjnych; 10 – osady marginalne – muły homogeniczne; 11 – muły laminowane deponowane przy udziale prądów trakcyjnych; 12 – osady turbiditytowe; 13 – osady środkowego członu delty; 14 – osady stożków subakwalnych; 15 – lód aktywny; 16 – pływające bryły lodu martwego; 17 – dopływ supraglacjalny.

Water dynamics in glacialacustrine basin in vertical section (after Sturm, Matter 1978), changed and completed for proglacial (A) and terminoglacjal (B) conditions.

OF – overflow; IF – Interflow; UF – underflow; TC – turbidity current; PP – parapelagic deposition; S – dispersed suspension; R – redeposition by autosuspension from turbidities; W – wave activity; ae – aeolian in put; TA – tidal action; tr – traction currents activity; IRD – ice rafted debris suspension. Palaeogeographic background: 1 – surface currents; 2 – direction of current migration; 3 – thermocline currents Inter currents; 4 – migrating suspension clouds; 5 – marginal bottom currents; 6 – undercurrents; 7 – turbidite head; 8 – direction of wave migration; 9 – direction of traction currents migration; 10 – marginal, homogenic mud; 11 – laminated current – reworked mud; 12 – turbidites; 13 – foreset deposits; 14 – subaqueous fan deposits; 15 – active ice; 16 – floating dead ice blocks; 17 – supraglacjal input.

GENETYCZNE RÓŻNICOWANIE OSADÓW GLACILIMNICZNYCH

Genetyczne różnicowanie osadów glacialimnicznych można przedstawić najprościej stosując kryterium charakteru lub przebiegu procesu sedymentacyjnego. Systematyki oparte na prawach poziomego lub pionowego rozfrakcjonowania, często stosowane, mogą być jedynie przydatne w opisowym różnicowaniu stref depozycyjnych, gdyż mają charakter ogólny i nic nie mówią o procesie sedymentacyjnym, a więc o genezie osadu (Ashley 1972, Merla 1978; Eyles C.H., Eyles N. 1983; Eyles C.H. et al. 1985; McCabe et al. 1987 i inni). Przykładowo bowiem procesy depozycji turbidytowej zachodzą zarówno w proksymalnych, jak i dystalnych strefach zbiorników. To samo dotyczy zawiesin parapelagicznych, prądów trakcyjnych czy osadów napławianych z pływającego po jeziorze lodu glacialnego.

Prowadzone od lat badania skłaniają mnie do rozróżnienia jedenastu genetycznych odmian osadów glacialimnicznych. Cechy każdej z nich dokumentuje załączony materiał ilustracyjny, opis oraz interpretacja mechanizmu depozycji. Każda z wyróżnionych odmian osadu charakteryzuje określony proces lub zespół procesów sedymentacyjnych. Dla uzyskania względnie pełnego i uporządkowanego obrazu wykształcenia osadów glacialimnicznych wyniki własnych obserwacji umieściłem w szerokim tle osiągnięć z tej dziedziny, publikowanych w literaturze specjalistycznej. Procesy sedymentacyjne dodatkowo ilustruję szkicami modelowymi lub skróconym opisem tabelarycznym.

Podstawowe więc, wyróżnione tu odmiany genetyczne osadów glacialimnicznych to: subakwalne osady wrót lodowcowych, terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe, subakwalne osady korytowe, osady prądów trakcyjnych, napławiane osady wytopiskowe, osady zawiesin parapelagicznych, osady lokalnej redepozycji epizodycznej, osady subakwalnych spływów grawitacyjnych, osady paraglacilimniczne (tab. 1). Ponadto zasygnalizowałem pewne, wybrane zagadnienia z obszernej problematyki glacialimnicznych stożków subakwalnych, stożków turbidytowych oraz osadów prodełtowych.

Dla skrócenia opisów litofacjalnych w rozdziałach poświęconych interpretacji stanowisk, a przede wszystkim w opisach rysunków i fotografii, zastosowałem zmodyfikowane kody litofacjalne, zaproponowane przez Mialla (1977, 1978); Rusta (1978) oraz Eylesa N., et al. (1983). System kodowania przedstawiam w tabeli 2.

Zaprezentowany tu materiał ma za zadanie przygotowanie odbiorcy do przyjęcia drugiej części niniejszego opracowania, poświęconej charakterystyce oraz interpretacji facjalnej glacialimnicznych basenów depozycyjnych.

OSADY SUBAKWALNE WRÓT LODOWCOWYCH

Osady subakwalne wrót lodowcowych są charakterystyczne dla jezior terminoglacjalnych. Tworzą się one w miejscach, gdzie podstawa czoła aktywne-go lodu traci kontakt z podłożem (De Geer 1897). Występują zarówno w jeziorach z tzw. gruntującym czołem (ang. *grounding ice front*), jak i z rozwiniętym czołem szelfowym, pływającym w zbiorniku (ang. *floating ice front*) (rys.7). Wyptyw takimi tunelami zachodzi przez cały rok. Najintensywniejszy bywa w środkowej części okresu ablacyjnego. Jest to niemal zawsze wyptyw o charakterze hiperpikalnym. Jeżeli wrota lodowcowe usytuowane są ponad podstawą gruntującego lodu, a więc mają charakter wyptywu interglacialnego, sygnalizowany w tytule typ osadów nie tworzy się. Akumulowane są stożki subakwalne, omawiane w odrębnym rozdziale. Osady subakwalne wrót lodowcowych spotyka się między innymi w pasie nizin w okolicach uskoku sudeckiego brzeżnego na Dolnym Śląsku (zespół odśnieżeń przy krawędzi Sudetów Wałbrzyskich) oraz na obszarze Wysoczyzny Żarskiej.

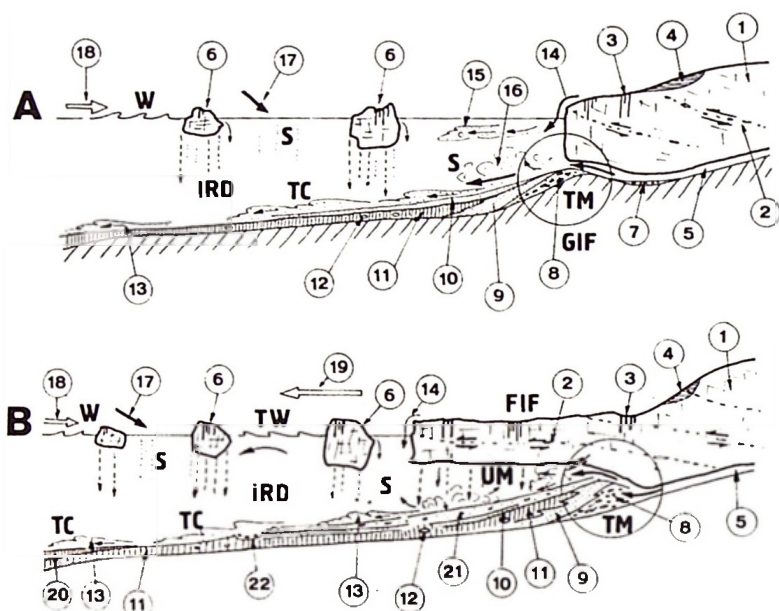
MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Morfogenetyczne aspekty depozycji osadów subakwalnych wrót lodowcowych są złożone. Mogą one powstawać w każdych niemal warunkach fizjograficznych dna basenu. W sytuacji jednak stagnującego lub awansującego czoła lodu ich potencjał fosylizacji jest prawie równy zeru. Osady bowiem, zrzucone u wylotu tunelu podczas jednego wyptywu, są podczas kolejnego niemal całkowicie niszczone. Stwierdzenie tych osadów w sekwencjach glacialimniczych jednoznacznie świadczy więc o wycofywaniu się czoła lodu aktywnego. Osady te nie są jednak powszechne.

Do najbardziej typowych odmian morfogenetycznych omawianych osadów należą subakwalne sandry (ang. *subaqueous sandurs*), za: Rust, Romanelli 1975), subakwalne ozy "peretkowe" (ang. *esker beads*, za: Banerjee, Mc Donald 1975) oraz subakwalne odsypy paraozowe (Shaw 1972; Saunderson 1975, 1977; Brodzikowski, Van Loon) 1991 *)

*) Osady subakwalne wrót lodowcowych zidentyfikowane wśród sedymentów glacialimniczych opisywał również Sharpe (1988a, 1988b). Wiele wspólnego z tymi osadami, z punktu widzenia hydrauliki i hydrodynamiki przepływu, mają również osady interpretowane przez Shawa et al. (1989) oraz Show'a, Kvill'a (1984) jako ekwiwalent tzw. katastrofalnych powodzi subglacialnych (Brodzikowski, Van Loon 1991).

Subakwalne sandry, zbudowane niemal wyłącznie z osadów piaszczysto-żwirowych, powstają na względnie płaskim lub łagodnie pochylonym dystalnie dnie zbiornika, w warunkach szybkiego wycofywania się czoła lodu aktywnego-



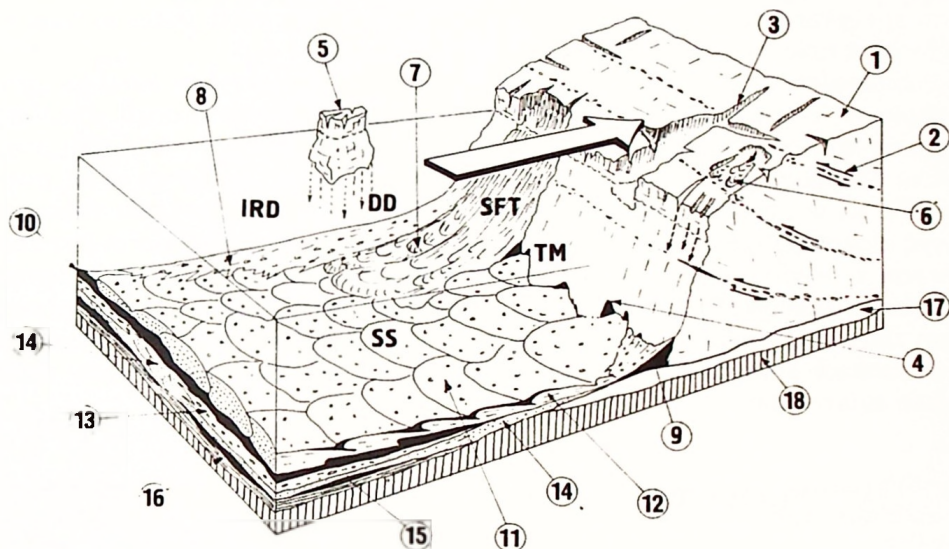
Ry. 7. Osady subakwalne wrót lodowcowych w warunkach gruntującego (A) i pływającego (B) czoła lodu aktywnego w jeziorach terminoglacjalnych.

GFI – gruntujące czoło lodu; FIF – pływające czoło lodu – szelf lodowy; UM – subakwalne wytapianie lodu szelfowego; TM – subakwalne wrota lodowcowe; S – rozproszone zawiesiny; TC – prądy turbiditytowe; IRD – osady zawiesziny napławiane; W – działalność fal; TW – pływy spowodowane pulsacjami pływającego czoła lodu. Sytuacja paleogeograficzna: 1 – lód aktywny; 2 – linie płynięcia w lodzie; 3 – krewasy supraglacialne; 4 – osady supraglacialne; 5 – tunel subglacialny; 6 – pływające bryły lodu martwego; 7 – osady tuneli subglacialnych; 8 – proksymalne osady diamiktyczne; 9 – proksymalne osady korytowe; 10 – dystalne osady korytowe; 11 – proksymalne osady denne; 12 – dropstones; 13 – prądy turbiditytowe; 14 – dopływ supraglacialny; 15 – prądy podpowierzchniowe; 16 – chmury zawieszin wzbudzone subakwalnym wypływem; 17 – dostawa eoliczna; 18 – działalność wiatru i tworzenie fal; 19 – kierunek pulsacji czoła pływającego lodu; 20 – osady dystalne dna basenu; 21 – pokrywa diamiktyczna napławiona subglacialnie; 22 – dystalne rynny wycięte przez turbidyty i prądy trakcyjne.

Subaqueous tunnel mouth deposits in terminoglacial lake: groundling (A) and floating (B) ice front.

GFI – grounding ice front; FIF – floating ice front – shelf ice; UM – undermelting of ice shelf; TM – subaquatic tunnel mouth; S – dispersed suspension; TC – turbidity currents; IRD – ice rafted debris suspension; W – wave action; TW – tides caused by floating ice surges. Palaeogeographic situation: 1 – active ice; 2 – flow lines within the ice; 3 – supraglacial crevasses; 4 – supraglacial deposits; 5 – subglacial tunnel; 6 – floating dead ice blocks; 7 – subglacial channel tunnel deposits; 8 – proximal diamictic deposits; 9 – proximal channel deposits; 10 – distal channel deposits; 11 – proximal bottomsets; 12 – dropstones; 13 – turbidity currents; 14 – supraglacial input; 15 – high interflow, partly overflow; 16 – suspension clouds caused by subaqueous input; 17 – aeolian input; 18 – wind action and wave formation; 19 – direction of floating ice front surges; 20 – distal basin plain deposits; 21 – ice rafted diamictic cover formed by undermelting; 22 – distal troughs formed by turbidites and by traction currents.

go. Wyloty subglacialnych kanałów usytuowane są blisko siebie. Tempo sedymentacji o typowo pulsacyjnym charakterze, jest duże. Na dnie jeziora w tych warunkach tworzy się ciągła warstwa nakładających się na siebie dziesiątków wachlarzowatych stożków o małej miąższości (rys. 8). Po wycofaniu lodu stożki pokryte bywają diamiktytami spływowymi oraz osadami zawieszin parapelagicznych.



Rys. 8. Formowanie subakwalnych sandrów, wg badań Rusta i Romanelliego (1975) w warunkach równomiernego wycofywania się czoła aktywnego gruntującego lodu w terminoglacjalnym zbiorniku.

TM – subakwalne wrota lodowcowe; SFT – subakwalne gliny spływowe; IRD – napławianie osadów z brył lodowcowych; DD – opadanie dużych mas wytopionego na powierzchni brył lodowych materiału; SS – pakiety subakwalnych osadów sandrowych. Sytuacja paleogeograficzna: 1 – lód aktywny; 2 – linie płynięcia w lodzie; 3 – krawasy brzeżne; 4 – wyloty tuneli subglacialnych; 5 – pływające bryły martwego lodu; 6 – spływy supraglacialne; 7 – pokrywy terminoglacjalnych diamiktytów spływowych; 8 – osady prądów trakcyjnych oraz IRD; 9 – diamiktyty zwalowe wytopione z czoła aktywnego lodu; 10 – warstwy osadów diamiktycznych wszystkich odmian; 11 – pojedynczy stożek jednego cyklu dostawy; 12 – płaszczysto-zwirowe osady pojedynczego stożka; 13 – osady dużych koryt subakwalnych; 14 – osady prądów trakcyjnych i małych koryt na stożkach subakwalnych; 15 – starsze osady diamiktyczne; 16 – osady dna jeziora; 17 – diamiktyty subglacialne; 18 – podłoże.

Subaqueous sandur formation after studies of Rust, Romanelli (1975) during continuous grounding ice front retreat in terminoglacial lake.

TM – tunnel mouth; SFT – subaqueous flow tills; IRD – ice rafting of glacial debris; DD – dump deposits; SS – subaqueous sandur deposits. Palaeogeographic situation: 1 – active ice; 2 – flow lines within ice; 3 – marginal crevasses; 4 – subglacial tunnel mouth; 5 – floating dead ice blocks; 6 – supraglacial mass-flows; 7 – covers of terminoglacial flow diamicts; 8 – traction current and IRD deposits; 9 – diamicts which melted out from active ice front; 10 – diamictic beds of all the types; 11 – single sheet of one input; 12 – sand-gravelly deposits of single sandur unit; 13 – large subaqueous channel fill; 14 – traction current and small scale subaqueous channel fill; 15 – older diamictic deposits; 16 – basin plain deposits; 17 – subglacial diamicts; 18 – substratum.

Subakwalne ozy "perełkowe" to formy średniej wielkości. Tworzą one wydłużone wały na linii wycofującego się wylotu tunelu subglacialnego. Długość kulminacji jest kilkakrotnie tylko większa od ich szerokości. Usytuowanie więc takich izolowanych, owalnie wydłużonych wzgórz w jednej, lekko krętej linii przypomina sznur koralików (stąd nazwa, która powszechnie przyjęta się w literaturze). Budowa tych form jest bardzo złożona. Stronę proksymalną kulminacji budują masywne odmiany osadów, w tym również diamiktyty. Szczyty kulminacji to zazwyczaj subakwalne osady korytowe, zbliżone do tych, które tworzą subakwalne sandry. Stronę dystalną budują osady drobnopiaszczyste o strukturach riplemarkowych, deponowane przez prądy trakcyjne. We wnętrzu form spotykane są masywne piaski, tworzące przejście między diamiktytami a litofacjami riplemarkowymi (rys. 9).

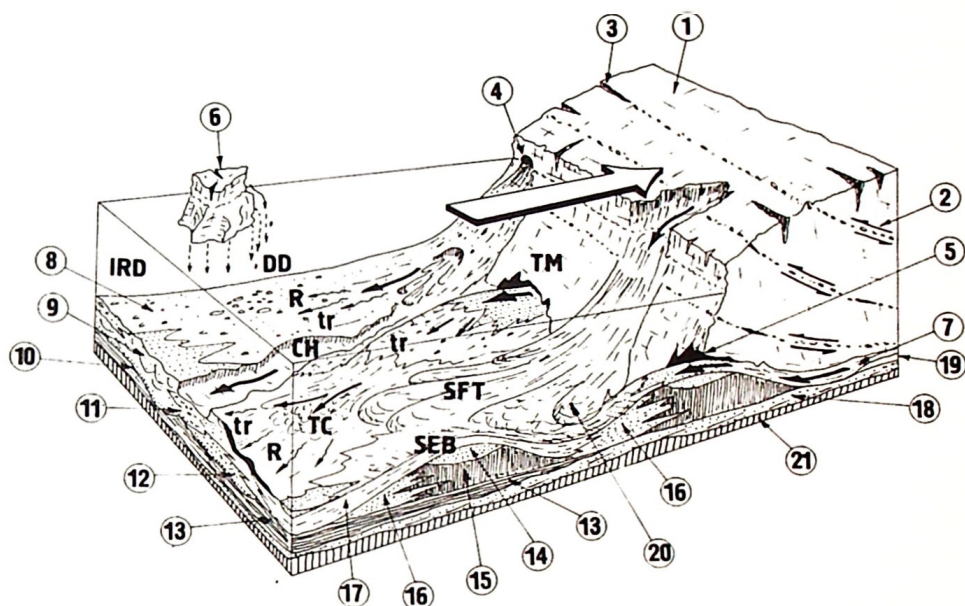
Subakwalne odsypy paraozowe (ang. *subaqueous paraesker-bars*) to formy najmniejsze z opisanych. Są również usytuowane linijnie na drodze wycofującego się wypływu subglacialnych wód ablacyjnych. Wysokość form nie przekracza zwykle 2–3 m, ich długość rzadko osiąga 30 m. Formy te dość powszechne są w płytkich jeziorach terminoglacjalnych. Ich budowa jest zmienna i dosyć złożona. Przeważająca część kopułowatych, wydłużonych form jest zbudowana z osadów grubofrakcyjnych o strukturze masywnej, od strony proksymalnej stopniowo przechodzących w osad warstwowany o coraz drobniejszym ziarnie. Charakter osadów zależy od energetyki wypływu subglacialnego. W warunkach słabych zrzutów wód ablacyjnych osady te charakteryzuje drobniejsze uziarnienie.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Osady subakwalne wrót lodowcowych spotykane są wśród kopalnych osadów glacialicznych w kilku formach. Pierwsza z nich to pogrzebane pod pokrywą sedymentów otwartego zbiornika wały typu ozowego. Zbudowane są w przewadze z osadów piaszczysto-żwirowych. Ich wysokość zazwyczaj nie przekracza 10 m, szerokość zaś dochodzi do kilkunastu metrów. Niewątpliwie w dużych jeziorach występować mogą formy znacznie większe. Wały subakwalnych ozów "perełkowych" charakteryzują się zmienną wysokością. Zależy ona od ciągłości procesu recesji. Jeżeli recesja zachodzi etapami skokowo, wówczas w osi wałów obserwuje się obniżenia. Daje to złudzenie wielu odizolowanych wzgórz, ułożonych wzdłuż jednej wspólnej osi. W warunkach ciągłości recesji, co jest zjawiskiem sporadycznym, tworzą się wały o względnie stałej wysokości (Bannerjee, Mc Donald 1975) (rys. 10).

Druga typowa forma występowania, najczęściej spotykana w kopalnych sekwencjach glacialimnicznych, to nieregularne rozprzestrzenione, płaskie, łobowate wystąpienia osadów piaszczysto-żwirowych. Mają one w przekroju kształt soczew, czasami proksymalnie ponakładanych na siebie. Ciągłe pokrywy takich osadów, podobne do opisanych przez Rusta, Romanelliego (1975) subakwalnych sandrów, są rzadkie (rys. 9).

Rozprzestrzenienie osadów subakwalnych wrót lodowcowych charakteryzu-



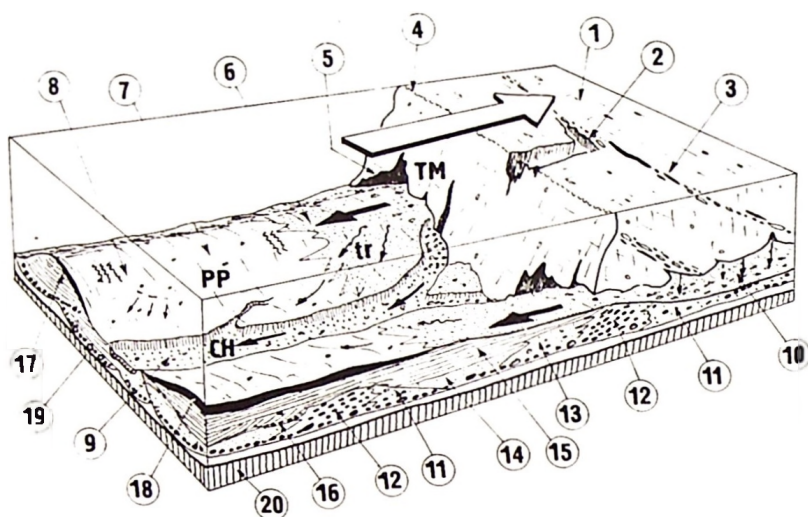
Rys. 9. Formowanie subakwalnych ozów perełkowych wg Banerjee, Mc Donald (1975), za: Brodzikowski, Van Loon (1987) w warunkach recesji gruntującego czoła lodu.

TM – subakwalne wrota lodowcowe; SFT – subakwalne gliny spływowe; SEB – subakwalne ozy perełkowe – pojedyncza forma; IRD – osad napławiany; DD – nagromadzenia IRD opadające w dużej ilości z pływających brył lodowych; R – redepozycja przez przerabkę prądową; tr – trakcja; TC – prądy turbiditytowe; CH – koryta subakwalne. Sytuacja paleogeograficzna: 1 – lód aktywny; 2 – linie płynięcia w lodzie; 3 – krewasy supraglacialne; 4 – zawieszone wyłoty tuneli lądglacialnych; 5 – wyłot tunelu subglacialnego; 6 – pływające bryły lodu martwego; 7 – koryto subglacialne; 8 – diamikty IRD; 9 – osady prądów trakcyjnych; 10 – erozyjna podstawa stożka subakwalnego; 11, 12 – osady korytowe; 13 – laminity dna basenu; 14 – płaski zanikający przepływ; 15 – łacie diamiktyczne; 16 – proksymalne osady piaszczysto-żwirowe; 17 – pokrywy parapelagiczne; 18 – osady transgresywne; 19 – diamikty typu lodgement; 20 – diamikty w łobach spływowych; 21 – podłoże.

Subaqueous esker-bead formation according to Banerjee, Mc Donald (1975), after: Brodzikowski, Van Loon (1987), during recession of grounding ice front.

TM – subaqueous tunnel mouth; SFT – subaqueous flow tills; SEB – subaqueous esker-bead – single form; IRD – ice rafted debris; DD – dump deposits; R – redeposition by traction rework; tr – traction; TC – turbidity currents; CH – subaqueous channels. Palaeogeographic situation: 1 – active ice; 2 – flow lines within the ice; 3 – supraglacial crevasses; 4 – hanging englacial tunnel mouth; 5 – subglacial, subaqueous tunnel mouth at the grounding line; 6 – floating ice bergs; 7 – subglacial channel; 8 – IRD diamicts; 9 – traction current deposits; 10 – erosional base of subaqueous fan; 11, 12 – channel deposits; 13 – laminites of the basin floor; 14 – waning flow sands; 15 – diamictic facies; 16 – proximal sand-gravelly deposits; 17 – parapelagic cover; 18 – transgressive deposits; 19 – lodgement diamicts; 20 – diamicts within the flow lobes; 21 – substratum.

je się przede wszystkim nieregularnością. Osady te wyznaczają drogę wycyfowania się gruntującego czoła lodu w jeziorze. Ich udział w ogólnej masie osadów jeziora terminoglacjalnego jest znikomy, przez co odgrywają istotną rolę



Rys. 10. Depozycja subakwalnych odsypów paraozowych w warunkach wycofywania się gruntującego czoła lodu.

TM – subakwalne wrota lodowcowe; PP – depozycja parapelagiczna; tr – trakcja; CH – koryto subakwalne. Sytuacja paleogeograficzna: 1 – lód aktywny; 2 – tunel inglacialny; 3 – linie płynięcia w lodzie; 4 – linia zetknięcia wody z lodem aktywnym; 5 – wylot tunelu subglacialnego; 6 – pokrywa stożka piaszczystego, przykrywającego odsyp; 7 – osad zawieszin parapelagicznych przykrywający odsyp; 8 – spętywanie pokryw parapelagicznych (redepozycja); 9 – erozyjne koryto uformowane w etapie zanikającego przepływu; 10 – napławianie diamiktytów w tunelu subglacialnym; 11 – proksymalne diamiktyty wrót lodowcowych; 12 – masywne jądra odsypów zbudowane z litofacjami BG i GB; 13 – osady proksymalnego stożka nadbudowanego w czasie maksimum wypływu; 14 – dystalne osady stożka; 15 – osady prądów trakcyjnych z okresu zanikania wypływu; 16 – wtórne rozcięcia wypełniane zestawami foresetowymi; 17 – wielozestawy riplemarkowe; 18 – muły parapelagiczne; 19 – erozyjna podstawa odsypów; 20 – podłoże.

Subaqueous paraesker-bar deposition during grounding ice-front retreat:

TM – tunnel mouth; PP – parapelagic deposition; tr – traction; CH – subaqueous channel. Palaeogeographic situation: 1 – active ice; 2 – englacial tunnel; 3 – flow lines within ice; 4 – active ice-water contact; 5 – subglacial tunnel mouth; 6 – sandy fan covering the bar; 7 – parapelagic cover; 8 – subaqueous of parapelagic cover (redeposition); 9 – erosional channel formed during waning flow; 10 – undermelting within subglacial tunnel; 11 – proximal diamictites of the tunnel mouth; 12 – GBm/BGm bar cores; 13 – proximal fan deposits built during highest water stage; 14 – distal fan deposits; 15 – traction current deposits formed during waning flow; 16 – secondary channels filled by foreset units; 17 – ripples; 18 – parapelagic mud; 19 – erosional base of the bar; 20 – substratum.

paleogeograficzną. Są wyznacznikiem szczególnych i tylko im właściwych lokalnych cech środowiska sedymentacyjnego (Brodzickowski, Van Loon 1987, 1991).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

Przeprowadzone przeze mnie badania w strefie krawędziowej Sudetów i na Wysoczyźnie Żarskiej pozwalają stwierdzić, że obraz litofacjalny zidentyfiko-

wanych tam subakwalnych odsypów paraozowych bywa bardzo zróżnicowany. Dominują w nich masywne litofacje piaszczysto-żwirowe z nieregularnymi nagromadzeniami żwirowo-głazowymi. Przechodzą one stopniowo w kierunku dykstałnym w osady warstwowane, formujące stromo nieraz nachylone pakiety świadczące o bardzo szybkiej, nagłej depozycji (zob. Interpretacja stanowisk). W części najbardziej dystalnej pojawiają się piaszczyste wielozestawy tabularnych warstwowań przekątnych, porozdzielanych powierzchniami reaktywacji bądź też wkładkami osadów drobnofrakcyjnych, deponowanych z zawiesiny.

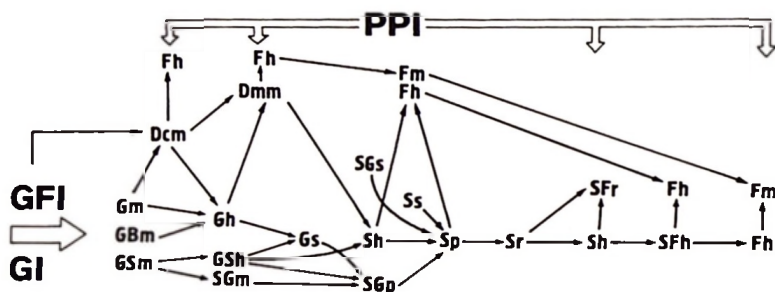
Najbardziej złożony obraz litofacyjny stwierdzono w ozach perełkowych. Ich część proksymalna to różnorodne masywne osady diamiktyczne, obocznie przechodzące w diamiktyty typowo subglacialne. W diamiktytach tych dominują frakcje żwirowe i głazowe. Ziarno drobnieje w kierunku dystalnym. Tam też odmiany diamiktyczne przechodzą w progradacyjne zestawy tabularne. W stropie form często są warstwowania poziome odpowiadające fazie płaskiego dna, górnego ustroju przepływu. Pojawiają się też zestawy niskokątowych warstwowań przekątnych oraz nawet struktury o domniemanym charakterze antywydmowym. Te ostatnie wiążą się prawdopodobnie z aktywizacją prądów naddennych, umożliwiającą formowanie tzw. przydennych fal wstecznych (Kennedy 1963; Banerjee, Mc Donald 1975). Cechą charakterystyczną jest znikoma ilość lub brak zestawów rynnowych warstwowania przekątnego. Opisaną piaszczysto-żwirową sekwencję przykrywają warstwy drobnofrakcyjne depozycji parapelagicznej. Tu dominuje struktura masywna lub delikatnie laminowana. Spotykane są agradacyjne riplemarki.

MECHANIZM I PRZEBIEG DEPOZYCJI

Podstawową cechą sedymentacji subakwalnych osadów wrót lodowcowych jest jej pulsacyjny charakter. W okresach poprzedzających kolejny wypływ wód ablacyjnych poziom energetyczny środowiska jest tak niski, że lokalnie dochodzi nawet do depozycji drobnofrakcyjnych zawiesin. Duży potencjał fosylizacji mają jednak wyłącznie osady intensywnych wypływów.

W subglacialnych tunelach wytopiskowych materiał transportowany jest zarówno w trakcji dennej, jak i w zawieszeniu. Materiał trakcyjny ma ogromną zdolność erozyjną. W czasie maksimum nasilenia wypływów transport ten zachodzi na najwyższych poziomach energetycznych. Szczególnie ciekawe wydaje się to, że w warunkach wysokociśnieniowych przepływów w tunelach inglacialnych faza płaskiego, ruchomego dna, a więc najefektywniejsza w sensie geologicznym, obejmuje wyłącznie materiał o najgrubszym uziarnieniu. Wyszyskie pozostałe cząstki przemieszczają się w postaci jednorodnych bądź niejednorodnych (uwarstwionych) zawiesin (Newitt et al. 1955; Acaroglu, Graf 1968; Elliott, Gliddon 1970; Saunderson 1977). W tych warunkach w miejscu wypływu wód ablacyjnych do jeziora następuje nagła depozycja, wynikająca z gwałtownego spadku energii przepływu. Czasem zachodzi ona w rozległych, niekiedy głębokich rynnach (40 m szerokości i ca 10 m długości). Odkładane są głównie litofacje masywne, w spagu i w stropie zim-

brykowane. Dalsza redukcja siły wypływu powoduje depozycję litofacji warstwowych poziomo lub przekątnie, niskokątowo. W kolejnych etapach spadku energii przepływu powstają liczne nakładające się na siebie, rozdzielone powierzchniami reaktywacji, złożone sekwencje zestawów tabularnych warstwowania przekątnego. Przykrywa je zwykle drobnoziarnisty osad warstwowy poziomo lub riplemarkowo. Opisana sekwencja odpowiada w przybliżeniu poziomej zmienności litofacjalnej osadów subakwalnych wrót lodowcowych. Siła prądów wód ablacyjnych maleje w tych warunkach bardzo szybko. Tylko frakcje najdrobniejsze transportowane są w głąb zbiornika przez prądy trakcyjne. Oczywiście, siła i zasięg tych prądów uzależnione są przede wszystkim od ukształtowania dna basenu (rys. II).



Rys. II. Ogólny model zmienności litofacjalnej subakwalnych osadów wrót lodowcowych.
Oznaczenia litofacji zgodne z przedstawionymi w tabeli 2.

GFI – dostawa glacyfluwialna; GI – dostawa glacialna; PPI – dostawa parapelagiczna – w tym z napławiania (IRD).
Przejście facjalne zaznaczono strzałkami.

General lithofacies–transitions model of subaqueous tunnel mouth deposits.
Lithofacies coding as presented in the table 2.

GFI – glacialfluvial input; GI – glacial input; PPI – parapelagic input together with IRD.
Lithofacial transitions shown by the arrows.

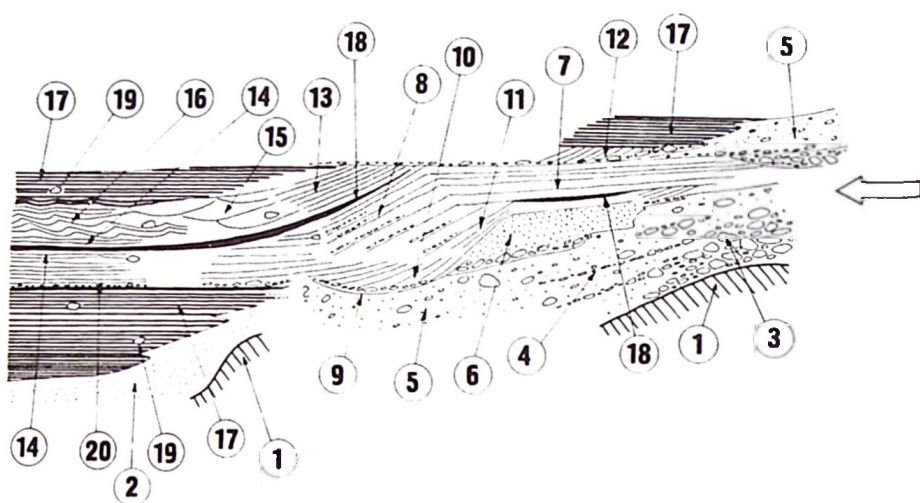
Częsta powtarzalność pulsacyjnych wypływów wód ablacyjnych powoduje intensywną erozję proksymalnych części opisywanych form. Komplikuje to bardzo ich obraz sedymentologiczny (Banerjee, Mc Donald 1975; Rust, Romanelli 1975; Saunderson 1977; Brodzikowski, Van Loon 1991).

INTERPRETACJA STANOWISK

Osady subakwalne wrót lodowcowych stwierdziłem w podstawie miększej sekwencji sedymentów glacialimnicznych i glacifluwialnych wieku odrzańskiego w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego, na południowy wschód od Świdnicy na Dolnym Śląsku. Osady te wykształcone są w postaci subakwalnych odsypów paraozowych i pojawiają się w dwu sąsiadujących odślonięciach. Obszar ich występowania nie był nigdy przedmiotem szczegółowych badań. Ogólne opracowania paleogeograficzne (Walczak 1968, 1970, 1972; Szczepankiewicz 1972) stwierdzają tu występowanie złożonych form deglacjacji arealnej, w tym kemów i teras kemowych.

Wykształcenie osadów subakwalnych odsypów paraozowych ilustrują fot. 1, 2, 3 i 4 uwidaczniające cztery odrębne sterfy depozycyjne. Strefa pierwsza reprezentuje kompleks litofacji żwirowych i żwirowo-głazowych o strukturze masywnej. Litofacje żwirowo-głazowe (fot. 1a) budują najbardziej proksymalną stronę odsypów. Materiał wyznacza prawdopodobnie miejsce otwarcia wrót lodowcowych do zbiornika. Deponowany był szybko, w chwili utraty nośności wód ablacyjnych płynących pod ciśnieniem w tunelu zamkniętym. Brak tu jakiegokolwiek sortowania materiału oraz minimalnego nawet uporządkowania teksturalnego. Największe głazy, o średnicach do 50 cm, tworzą zupełnie nieregularne nagromadzenie wśród masywnych żwirów. Ku górze oraz w kierunku dystalnym litofacja głazowo-żwirowa (GB m – w kodzie Miałła 1978 oraz Eylesa et al. 1983) (tab. 2) przechodzi w żwiry z niewielką domieszką frakcji drobniejszych, których najcharakterystyczniejszą cechą jest imbrykacja otoczków (fot. 1b). Litofacje żwirów o strukturze masywnej z imbrykacją wykazuje uławicenie. Ławice oddzielone są kilkucentymetrowymi warstwami piaszczystego diamiktytu (fot. 1b – 2). Osad ten reprezentuje epizody względnego osłabienia wypływu subglacialnego, gdy w zawieszeniu transportowany był materiał piaszczysty, w trakcji zaś drobny żwir. Kolejny wypływ pod ciśnieniem deponował następną ławicę masywną (fot. 1b – 1). Opisane dwie litofacje kompleksu pierwszego charakteryzują nagłą depozycję z subakwalnych wypływów wód ablacyjnych pod ciśnieniem, w chwili osiągnięcia zbiornika. O pulsacyjnym wypływie świadczy uławicenie litofacji żwirowych.

Zewnętrzna część proksymalnych osadów subakwalnych odsypów paraozowych ilustruje fot. 2. W spagu budują ją masywne litofacje żwirowo-piaszczyste, w których najgrubszy materiał gromadzi się u podstawy cykli, w formie bruku. Ziarno wyraźnie drobnieje ku górze (fot. 2b – 1, 2, 3). Ogniwo trzecie zamykające cykl spagowy wykształcone jest w postaci masywnych piasków, reprezentujących rodzaj płaskiego ruchomego dna w warunkach subakwalnych, gdzie nie wyodrębiają się laminy poziomego warstwowania, lecz warstwa tzw. dywanu trakcyjnego, przypominająca czasami osad spływu kolizyjnego. Górne oraz dystalne partie drugiego kompleksu litofacyjnego zbudowane są z litofacji piaszczysto-żwirowych o strukturze masywnej (SGm) oraz wyraźnym stłnie pochylonym uławiceniu (fot. 2a). Granice ławic wyznaczają spagowe nagromadzenie żwirów (ogniwo 1). Uławicenie nachylone jest kontynuacją obserwowanego w zimbrykowanych żwirach kompleksu pierwszego, przykrywających lito-



Rys. 12. Model zmienności facjalnej subakwalnych odsypów paraozowych okolic Świdnicy (Dolny Śląsk).

1 – podłoże skalne; 2 – transgresyjne ogniwo glacyfluwialne; 3 – głazy i żwiry masywne – proksymalne; 4 – imbrykacja otoczków w poziomach oddzielających pakiety żwirów masywnych; 5 – żwiry piaszczyste budujące podstawę odsypów; 6 – płaski masywny, lokalnie smugowany poziomo; 7 – poziomo warstwowane płaski – łaza górnego płaskiego dna; 8 – mikrodelt; 9 – rynny u czoła mikrodelt; 10 – tabularne wypełnienie rynien; 11 – grawitacyjny spływ płasków; 12 – zestawy tabularne warstwowań przekątnych; 13 – drobnopiaszczyste mikrodelt; 14 – laminacja pozioma piasków drobnopiaszczystych; 15 – warstwowania rynnowe u czoła mikrodelt; 16 – zestawy rzepleniaków wstępujących; 17 – laminity dna zbiornika; 18 – wkładki mułowe z okresu zaniku przepływu; 19 – dropstones; 20 – poziomy erozyjne w zbiorniku. Strzałką zaznaczono kierunek sedymentacji.

The facies changeability model for subaqueous paraesker bars in Świdnica Surrounding (Lower Silesia).

1 – rocky substratum; 2 – transgressive glacial-fluvial unit; 3 – proximal boulders and gravels; 4 – gravel imbrication horizons separating massive gravelly units; 5 – basal sandy gravels; 6 – massive sands with horizontal smugos; 7 – horizontally stratified sands - upper plane bed; 8 – microdeltas - foreset bedding; 9 – troughs in foreset front; 10 – tabular prograding scour fills; 11 – gravity sand flows; 12 – tabular cross stratified coesets; 13 – fine-grained sandy foreset stratification; 14 – horizontal lamination of fine grained sands; 15 – trough stratification in foreset front; 16 – climbing ripples; 17 – lake bottom laminites; 18 – muddy intercalations of waning flow; 19 – dropstones; 20 – erosional horizons within the basin. The arrow indicate the sedimentation direction.

facje żwirowo-głazowe (rys. 12). Ogniwa uławiczone w stropie stopniowo przechodzą w żwirowo-piaszczyste, dalej zaś piaszczysto-żwirowe zestawy mikrodeltowe (fot. 2a – ogniwo 3). Drugi kompleks litofacjalny obrazuje szybką depozycję słabnącego wypływu wód ablacyjnych, w którym wyraźnie zaznacza się już poziome rozfrakcjonowanie materiału. Trzeci kompleks litofacjalny to dużej skali zestawy warstwowań mikrodeltowych, przechodzące ku spagowi oraz dystalnie w wielozestawy tabularnych warstwowań nachylonych (fot. 3a i b, rys. 12). Reprezentują one środkową część subakwalnych odsypów paraozowych. Warstwowania te odpowiadają górnym fragmentom dolnego ustroju przepływu, są więc świadectwem znacznego obniżenia energetyki środowiska. O ile mikrodelt (zestawy foresetowe) zbudowane są niemal wyłącznie z drob-

nych żwirów i gruboziarnistego piasku (fot. 3a, ogniwo 2), wśród których spotyka się jeszcze zgodnie pochylone ławice żwirów masywnych (fot. 3a, ogniwo 1), reprezentujące rodzaj subakwalnych spływów, o tyle wielozestawy warstwowań nachylonych zbudowane są głównie z piasków średnio- i drobnoziarnistych (fot. 3b – ogniwo 1). Prócz piasków spotyka się w nich sporadycznie cienkie warstwy żwirowe (ogniwo 2), a w miarę wzrostu roli zawieszin – nawet piaszczyste diamiktyty (ogniwa 3 i 4). Te ostatnie stanowią przejście do czwartego, dystalnego kompleksu litofacjalnego (rys. 12).

Czwarty kompleks litofacjalny tworzą osady piaszczysto-żwirowe (SGm, SGh, SGt), piaszczyste (Sh, Sm) oraz piaszczysto-mułowe (SFm, SFh, SFr). Profile wykazują typowe sekwencje o drobniejącym ku górze ziarnie i analogicznej poziomej zmienności w kierunku dystalnym (w głąb jeziora). W spągu są to przeważnie poziomo warstwowane, rozdzielone wkładkami mułów (fot. 4a – ogniwo 1, 2). Muły to efekt depozycji zawieszinowej. Ich udział wzrasta dystalnie w górę sekwencji, gdzie często pojawiają się również agradacyjne riplemarki (fot. 4a – ogniwo 3). Te osady bywają rozcinane przez koryta subakwalne. Rozcięcia wypełniają litofacje piaszczyste i piaszczysto-żwirowe (fot. 4a – ogniwo 4, fot. 4b). W rynnach występują wielozestawy warstwowań poziomych i łagodnie pochylonych. Te ostatnie, pokryte mułem lub przechodzące w riplemarki, stanowią zwieńczenie cykli depozycji korytowej (fot. 4b – ogniwa 1, 2). Niekiedy w części dystalnej subakwalnych odsypów paraozowych obserwuje się diamiktyczne pakiety subakwalnych osadów spływów grawitacyjnych (fot. 4b – ogniwo 3).

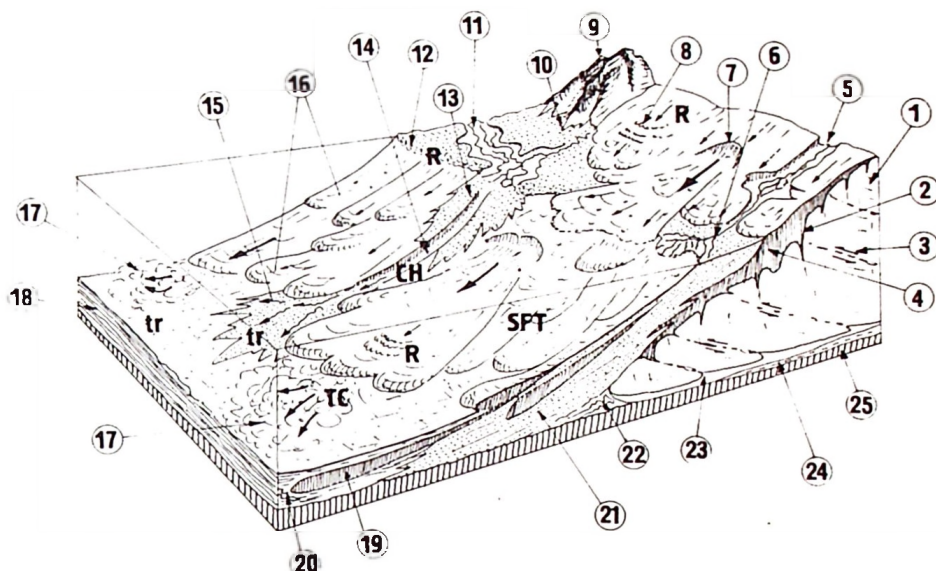
Asocjacje facjalne stwierdzone w subakwalnych odsypach paraozowych (rys. 12) w pełni ilustrują mechanizm depozycji. Wiąże on w sobie nagłe zrzuty materiału wynoszonego pod ciśnieniem z subglacialnych tuneli, z subakwalną depozycją korytową, subakwalną depozycją z prądów trakcyjnych, subakwalnymi, grawitacyjnymi spływami mas oraz depozycją parapelagiczną. Formy odsypów paraozowych są więc ewidentnie poligeniczne. Charakteryzuje je wysoki poziom energetyczny środowiska oraz szybka agradacja. Są to formy o dużej diagnostycznej roli paleogeograficznej.

TERMOGLACIALNE, SUBAKWALNE OSADY SPŁYWOWE

Ten typ osadów ma ogromną literaturę źródłową. Na terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe bowiem składa się supraglacjalny detrytus, który w procesie ablacji powierzchniowej nachylonego ku zbiornikowi czoła lodu osuwa się zeń i przesycony wodami ablacyjnymi spływa do zbiornika w postaci diamiktycznej, lepkiej masy (Carrey, Ahmad 1961; Boulton 1968, 1972; Lavrushin 1970; May 1977; Evenson et al. 1977; Postma, et al. 1983; McCabe et al. 1984, 1987; Broster, Hickock 1985; Dreimanis 1989), (rys. 13).

Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe reprezentują więc de facto facje wytopiskowe redeponowane głównie ze strefy in- oraz supraglacjalnej do zbiornika zastoiskowego, gdzie znajdują miejsce swej finalnej depozycji. Można traktować je więc jako facje subakwalnego transportu masowego (Brodzikowski, Van Loon 1980, 1983, 1987, 1991). Dreimanis (1989) w swym ostatnio opublikowanym opracowaniu klasyfikacyjnym akceptuje dla tych osadów nazwy: gliny glaciakwalne (ang. *glaciaquatic tills*), gliny subakwalne (ang. *subaquatic tills*) oraz gliny zalegające w wodzie (ang. *waterlain tills*) jako synonimy, nie zważając na to, że każdy z tych terminów, w sedymentologicznym sensie przebiegu procesu sedymentacji i depozycji, oznacza całkiem coś innego (Kurtz, Anderson 1979; Hickock et al. 1981; Morawski 1976, 1984, 1985; zob. dyskusja: Brodzikowski, Van Loon 1991). W licznych pracach poświęconych tego rodzaju osadom stosowane było bardzo różne nazewnictwo (*Pala tills* – Harland et al. 1966; *water-laid tills* – Dreimanis 1969; *ablation submarine moraine* – Lavrushin 1970; *basiejnowa moriena* – Ruchina 1973; *subaquatic flow till* – Drozdowski 1974; *waterlain tills* – Dreimanis 1976, 1982; oraz *subaquatic flow till* – Evenson et al. 1977). Opublikowana przez Morawskiego (1984) propozycja klasyfikacji sugeruje nazwę "osady wodnomorenowe" (ang. *watermorainic deposits*), która łączy wiele zbliżonych litofacjalnie, ale zupełnie odmiennych genetycznie odmian osadów, w przewadze diamiktycznych, w jedną szeroką grupę.

Wyróżnienie tej odmiany osadów glacialimnicznych jest spowodowane głównie specyfiką środowisk glacialenicznych (*sensu lato*). Z punktu widzenia bowiem np. mechanizmu depozycji subakwalnej odmiana ta należy do grupy subakwalnych, grawitacyjnych spływów mas i zachowuje się jak większość typowych spływów kohezyjnych (Brodzikowski, Zieliński 1992b, Gruska 1992). Potwierdzają to analizy mechanizmu transportu i depozycji osadów o litofa-



Rys. 13. Model środowiskowy terminoglacjalnych, subakwalnych osadów spływowych na podstawie Evenson et al. (1977), za: Brodzikowski, Van Loon (1987), uzupełnione.

SFT – terminoglacjalne, subakwalne gliny spływowe; CH – koryta subakwalne; R – redepozycja; TC – prądy turbidytowe; tr – trakcja. Szczegółowe objaśnienia: 1 – lód aktywny; 2 – supraglacjalne krewasy; 3 – linie płynięcia w lodzie; 4 – supraglacjalne osady spływowe; 5 – koryta supraglacjalne; 6 – stożki supraglacjalne; 7 – osuwiska i ześlizgi; 8 – pełzanie pokryw supraglacjalnych; 9 – nunataki; 10 – supraglacjalne pokrywy wietrzeniowe; 11 – supraglacjalny sandr; 12 – brzeg zbiornika; 13 – subakwalny stożek nałożony na osady spływowe; 14 – subakwalne koryto wcięte w osadach spływowych; 15 – kierunki migracji prądów trakcyjnych na dolnym stożku; 16 – łoby spływowe; 17 – prądy turbidytowe; 18 – osady dna jeziora; 19 – osady subakwalnych, terminoglacjalnych glin spływowych wśród facji otwartego jeziora; 20 – deformacje spowodowane czołem lodu spływowego; 21 – osady subakwalnych stożków terminoglacjalnych; 22 – drobne zaburzenia glaciectoniczne; 23 – osady subglacjalne s.l.; 24 – gliny typu lodgement; 25 – podłoże.

Environmental model of the terminoglacial, subaqueous mass flow deposits with Evenson et al. (1977), as the basis, after Brodzikowski, Van Loon (1987), completed.

SFT – subaqueous flow till; CH – subaqueous channel; R – redeposition; TC – turbidity current; tr – traction. Detailed explanations: 1 – active ice; 2 – supraglacial crevasses; 3 – flow lines within the ice; 4 – supraglacial flow tills; 5 – supraglacial channels; 6 – supraglacial fans; 7 – slides and slumps; 8 – creep of supraglacial material; 9 – nunataks; 10 – supraglacial weatering covers; 11 – supraglacial sandur; 12 – lake margin; 13 – subaqueous fan superimposed upon mass flow deposits; 14 – subaqueous channel eut down within mass deposits; 15 – traction currents migration on the lower fan; 16 – flow lobes; 17 – turbidity currents; 18 – lake bottom deposits; 19 – terminoglacial subaqueous flow tills in between opened lake sediments; 20 – deformations caused by the heard of flow lobes; 21 – deposits of subaqueous terminoglacial fans; 22 – small scale glaciectonic disturbances; 23 – subglacial deposits s.l.; 24 – lodgement tills; 25 – substratum.

cialnie zbliżonym charakterze, prezentowane w pracach Nemeca (1990a, 1990b), Myrowa, Hiscotta (1991), Ghibaudo (1992), Porębskiego et al. (1991), Postma et al. (1988) i innych.

Wiele interesujących spostrzeżeń na temat form występowania oraz cech litofacjalnych terminoglacjalnych diamiktytów spływowych zawierają prace ośrodka poznańskiego na temat stref marginalnych zlodowacenia Vistulian Wielkopolsce (Kozarski 1981; Kozarski,

Kasprzak 1987; Kasprzak 1988, Kasprzak, Kozarski 1984, 1989) oraz ośrodka śląskiego na temat moren czołowych Polski północno-wschodniej (Zieliński 1989, 1992). Prace te nie dotyczą co prawda konkretnie środowisk glacialimicznych, jednakże opisują i interpretują wiele przykładów sedimentów diamiktycznych składanych subakwalnie. Na szczególną uwagę zasługuje w nich modelowa interpretacja rozwoju stref marginalnych, prezentująca istotne asocjacje diamiktytów spływowych z pozostałymi odmianami osadów stref terminoglacjalnych. W pracach tych ponadto autorzy zwracają uwagę na znaczenie postdepozycyjnych procesów deformacyjnych w kształtowaniu ostatecznego obrazu strukturalnego diamiktytów spływowych. Problem ten w klasycznej literaturze jest zazwyczaj całkowicie pomijany, mimo że o jego roli wspomniano wielokrotnie (Dżużyński, Walton 1965, Drozdowski 1983; Postma 1983; Brodzickowski, Van Loon 1980, 1983, 1991; Brodzickowski 1982a, 1984).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Subakwalne osady spływowe tworzyć się mogą w jeziorach terminoglacjalnych, w których stopa czoła lodu ma kontakt z podłożem, a strefa czołowa jest nachylona, choćby minimalnie, w kierunku zbiornika. Tam, gdzie mamy do czynienia z pływającym lodem szelfowym, osady tu omawiane z reguły nie powstają. Intensywność depozycji terminoglacjalnych subakwalnych diamiktytów spływowych uwarunkowana jest ilością detrytusów niesionego w lodzie, prędkością ruchu lodu oraz tempem ablacji. Najintensywniejsza ich sedimentacja więc zachodzi w warunkach szybkiego ruchu lodu i równoczesnej, intensywnej ablacji, zapewniających stały bilans masy i stagnację czoła na linii krańdźczy jeziora. Doskonałe przykłady tego typu warunków obserwowałem na przedgórzu sudeckim, w rowie Kleszczowa, w klasycznych stanowiskach okolic Ermelo i Elspeet (Veluwe) w Holandii, w wybrzeżu klifowym jeziora Ontario (Scarborough Bluffs) oraz w kanionie rzeki Fraser (Kolumbia Brytyjska, Kanada). Wszystkie sytuacje odpowiadały niemal idealnie modelowi, który proponowali Evenson et al. (1977).

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Osady tego rodzaju tworzą ciągłe warstwy lub rozległe wystąpienia o soczewkowatym przekroju podłużnym i łobowatym planie. Ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do wielu metrów. Niekiedy w dużych jeziorach o znacznej głębokości i stromych zboczach obserwować można sekwencje typowo spływowe o miąższościach dziesiątek metrów. Nie są to jednak w całym takim profilu terminoglacjalne, subakwalne diamiktyty spływowe w powyżej zdefiniowanym sensie. Duży udział w takich sekwencjach mają osady redeponowane subakwalnie z diamiktytów napławianych (typu ang. *ice-rafted*). Warstwy reprezentujące pojedyncze spływy nie przekraczają zwykle 2 m miąższości. W szczególnych warunkach małe zbiorniki w kontakcie z lodem bywają całkowicie wypełnione subakwalnymi diamiktytami spłowymi (Brodzickowski 1982).

Rozprzestrzenienie subakwalnych diamiktytów spływowych jest uwarunkowane rzeźbą dna basenu depozycyjnego. Pochylenie dystalne powoduje wielo-

setmetrowy zasięg poszczególnych lobów. Taka sytuacja sprzyja formowaniu typowo limnicznych przewarstwień pomiędzy oddzielnymi spływami. Podobne osady dokładnie opisał i zinterpretował May (1977).

CECHY FACJALNE I LITOTEKSTURALNE

Terminoglacjalne, subakwalne diamiktyty spływowe cechuje ogromne zróżnicowanie litofacjalne, jednomyślnie podkreślane przez wielu autorów (Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987, 1991; Rappol 1983; Van Der Meer 1983; Morawski 1984; Dreimanis 1989).

Istnieją wśród nich odmiany masywne, odmiany laminowane, osady z wkładkami różnych litofacji warstwowych. Częste są struktury fluidalne, zaburzenia gęstościowe i struktury ucieczkowe (wody, gazu). Część diamiktytów bywa drobnofrakcyjna, w niektórych zaś dominują żwiry i głaziki. Zjawiskiem powszechnym i często diagnostycznym są interkalacje sedymentów deponowanych z zawiesiny. Spotykane są warstwy przypominające fluksoturbidyty (Dżułyński, Walton 1965).

Bardzo ważną cechą terminoglacjalnych, subakwalnych osadów spływowych jest niemal całkowity brak stałych, powtarzalnych cech teksturalnych. Cechy te zależą od wielu czynników, takich np. jak pochodzenie materiału, mechanizm depozycji, droga transportu subakwalnego itd. W diamiktytach tych np. udział materiału lokalnego, bliskiego lub dalekiego transportu glacialnego, zależy głównie od tego czy pochodzenie detrytus było w przewadze supra-, in- czy subglacjalne. To samo dotyczy obróbki ziaren i kształtu głazików. Orientacja głazików w subakwalnych diamiktytach spływowych podporządkowana jest przeważnie prawom grawitacyjnego transportu w postaci spływów kohezyjnych (Middleton 1970; Middleton, Hampton 1973, 1976; Hampton 1975, 1979; Walker 1978, 1984; Postma 1979, 1983, 1984a, 1984b; Nemeček et al. 1980, 1984, 1988; Porębski 1981; Postma et al. 1983 i inni).

MECHANIZM DEPOZYCJI

W skład terminoglacjalnych, subakwalnych osadów spływowych wchodzi grawitacyjnie przemieszczone osady facji wytopiskowych (gliny spływowe, ablacyjne, część osadów krewasowych itp.), zarówno supraglacjalne, jak i in- oraz subglacjalne. Dostają się one do zbiorników jeziornych poprzez grawitacyjne spływy i osunięcia mas. Zazwyczaj są to spływy silnie kohezyjne, tzw. lepkie. Ich ruch, początkowo powolny, jest przyspieszany w miarę rozwoju procesu. Dzieje się tak dlatego, że w czasie interglanularnego mechanizmu plastycznego odkształcenia pod wodą przemieszczająca się masa ulega "rozluźnieniu", powstałe zaś tą drogą w przypowierzchniowych warstwach spływu, powiększone pory wypełnione są wodą. Masa spływająca stopniowo więc traci na swych granicach kohezję (Postma 1984b, Middleton, Hampton 1973), dzięki

czemu maleje jej lepkość. Proces ten, początkowo przyspieszający ruch masy, w miarę swego zaawansowania zaczyna go wyhamowywać. Jest to spowodowane zmniejszającym się gradientem gęstości pomiędzy spływem a wodami jeziora. Często zdarza się, że wewnętrzna, bardziej lepka część lobu zwalnia swój ruch szybciej niż rozrzedzona warstwa stropowa. Wówczas ta ostatnia zsuwa się, wyprzedzając ją, i przemieszcza dalej, w głąb zbiornika jako prąd turbidytowy (Stanley 1981; Postma 1984b).

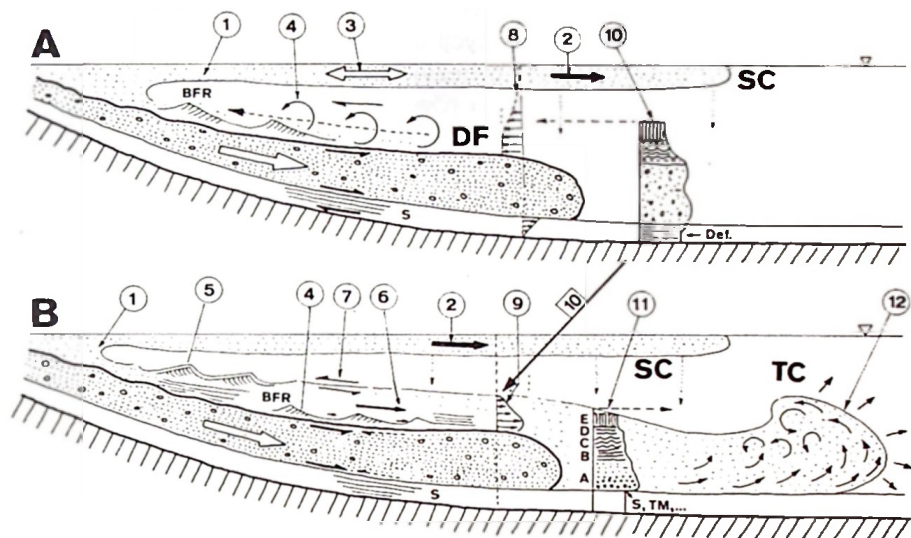
Na podkreślenie zasługuje fakt, że terminoglacjalne, subakwalne spływy i osunięcia mas są ważnym czynnikiem wzbudzającym w jeziorze prądy turbidytowe. Szerzej zagadnienie to zostanie omówione w rozdziale poświęconym osadom subakwalnym grawitacyjnych spływów mas.

Depozycja spływu następuje wówczas, gdy nośne naprężenie wywołane grawitacją zmaleje poniżej wytrzymałości na ścinanie poruszającej się masy. Zachodzi to zazwyczaj na bardzo łagodnie nachylonych stokach, poprzez tzw. "zamarzanie spływu". Proces ten rozprzestrzenia się w warunkach subakwalnych od środka na zewnątrz płynącego lobu, przy czym w stropie spływu silnie oddziałuje hamująco naprężenie ścinające, o zwrocie przeciwnym do kierunku ruchu masy (Hooke 1967; Johnson 1970; Middleton, Hampton 1976). Spływom takim towarzyszą więc często prądy wsteczne, powodujące, po ustaniu ruchu, akumulację riplemarków wstecznych w stropie lobu (Skipper, Bhattacharjee 1978), (rys.14) (rozdział o osadach subakwalnych grawitacyjnych spływów mas).

INTERPRETACJA STANOWISK

Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe występują w większości jezior mających bezpośredni kontakt z aktywnym czołem lodu. Prezentowane tu przykłady pochodzą z odrzańskich sekwencji wypełnienia rowu Kleszczowa (fol. 5, 6) oraz z sekwencji zlodowacenia wisconsin w kanionie rzeki Chilcotin (dopływu Fraser) w Kolumbii Brytyjskiej (SW Kanada, fot. 7).

Wystąpienia terminoglacjalnych, subakwalnych osadów spływowych w rowie Kleszczowa to zwykle 1-2 m warstwy diamiktyczne o strukturze laminowanej, rzadziej masywnej. Laminacja ma charakter deformacyjny (Brodzickowski 1982, 1984), co oznacza, że rozwinęła się w procesie grawitacyjnego ruchu mas wskutek strefowego zróżnicowania gęstości przemieszczającego się osadu (fot. 5 – ogniwo 2). Niekiedy osady spływowe mają budowę bardziej skomplikowaną. Reprezentowane są przez litofacje Dmm, DSm, Sm i SFm, alternatywnie DhM, DSh, DSm, Sh, Sm oraz SFm(s) (tab. 2), tworząc przekładaniec w rodzaju prezentowanego na fot. 6. Utrzymanie w obrazie finalnym oddzielnych warstw, w obrębie spływu świadczy o krótkim oraz względnie powolnym transporcie, w którym nie dochodziło nawet lokalnie do upłynięń ani turbulencji. Kontakty warstw o oddzielnej litologii, a głównie strefy przykontaktowe są ostre i stanowią miejsca lokalizacji stref ślizgowych. Osady takich spływów świadczą również niezbiecie o tym, że redepozycji uległy mocno zróżnicowane osady supraglacjalne, najczęściej deponowane w zbior-



Rys. 14. Model rozwoju spływu subakwalnego i odpowiadającej mu sekwencji osadu.
A – typowy gęsty spływ rumoszkowy o charakterze kohezyjnym; B – analogiczny spływ przechodzący w prąd turbidytowy w chwili nagłego wyhamowania;

SC – zawieszinowe prądy powierzchniowe; DF – kohezyjny spływ rumoszkowy; TC – prąd turbidytowy; BFR – riplemarki wsteczne; S – ścinanie; Def. – deformacja; A, B, C, D, E – ogniwa sekwencji Boumy; 1 – dopływ zawieszinowy; 2 – kierunek rozprzestrzeniania prądów powierzchniowych; 3 – efekt falowania; 4 – depozycja riplemarków wstecznych; 5 – riplemarki trakcyjne o kierunku zgodnym z ruchem spływu; 6 – erozja stropu sekwencji spływu rumoszkowego; turbidytoowego, spływającego po powierzchni wyhamowanego spływu rumoszkowego; 7 – pionowa granica oddziaływania prądu; 8 – wektor prądu wstecznego; 9 – wektor turbidyty; 10 – sekwencja spływu rumoszkowego z ogniwami prądowymi i parapelagicznymi w stropie; 11 – sekwencja turbidyty.

The model of subaqueous debris flow development with adequate sediment sequences:

A – typical dense, cohesive debris flow; B – the same flow passing into turbidite after sudden stopping;

SC – suspension currents; DF – cohesive debris flow; TC – turbidity current; BFR – back flow ripples; S – shearing; Def. – deformation; A, B, C, D, E – the units of Bouma sequence; 1 – suspension input; 2 – direction of overflow; 3 – wave effect; 4 – back flow ripples deposition; 5 – traction ripples following turbidite direction; 6 – erosion of topmost units of debris flow sequence; 7 – the extent of turbidity current influence (back flow); 8 – vector of back flow; 9 – vector of turbidite; 10 – debris flow sequence with the current and parapelite units at the top-part; 11 – turbidite sequence.

nikach krewasowych na lodzie jako facje paraglacilimniczne.

Osady terminoglacjalnych, subakwalnych spływów w przekroju poprzecznym do kierunku ruchu mają zazwyczaj kształt soczewkowatych ciał, wpasowanych w rynny (fot. 7a – ogniwo 1). Rynny te mogą być pochodzenia erozyjnego bądź też mogą tworzyć się metadepozycyjnie jako efekt obciążenia łobem spływowym miękkiego podłoża (fot. 7a – ogniwo 2). Rozmiary łobów spływowych są bardzo różne. Ich zasięg w stosunku do innych odmian osadów spływowych w jeziorach jest niewielki. Niemal powszechne jest występowanie laminacji (fot. 7b), przyjmującej postdepozycyjnie wygląd złupkowania o

kierunkach naśladowujących zewnętrzne granice lobów spływowych. Odmiany całkiem masywne (fot. 6a, 6b – ogniwo I) są względnie rzadkie i świadczą bądź o bardzo wolnej i bliskiej redepozycji diamiktytów, bądź o osadzie, który złożony został przez typowy spływ kohezyjny, co wyjaśniono w podrozdziałach uprzednich. Ogniwo 2 na fot. 7a to również osad spływu terminoglacjalnego, który w miarę przykrywania go kolejnymi lobami (np. ogniwo I i następne) uległ znacznym deformacjom. Jego złupkowanie więc musi być uznane za strukturę diagenetyczną. Wyraźne uwarstwienie o drobniejącym ku górze ziarnie w ogniwie I (fot. 7a) świadczy o szybkim przemieszczaniu względnie rozrzedzonej masy osadu. Pojawiające się w stropie riplemarki mogą sugerować finalny epizod przepływu prądu trakcyjnego wzdłuż zahamowanego już lobu (rozdział o osadach subakwalnych spływów grawitacyjnych).

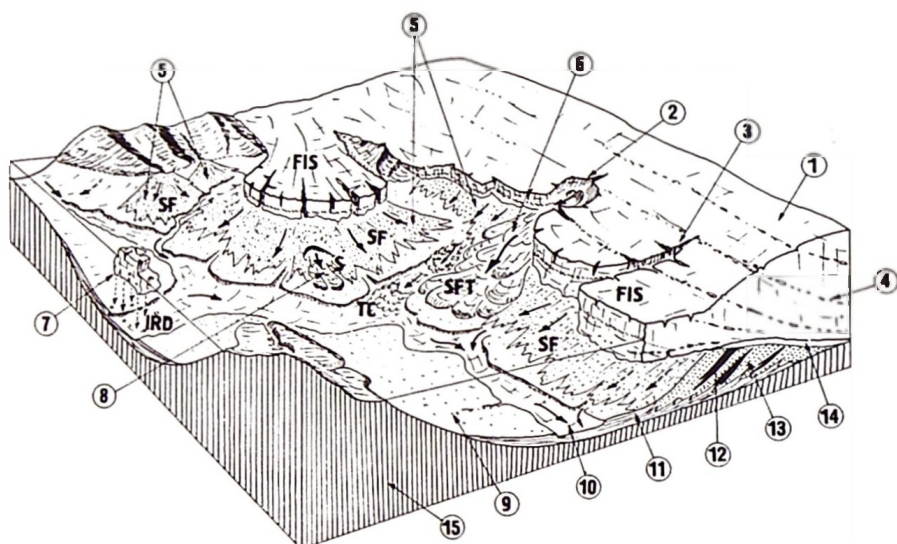
SUBAKWALNE OSADY KORYTOWE

W obrębie proksymalnych części zbiorników glacialimnicznych (szczególnie terminoglacjalnych, lecz również proglacjalnych) często stwierdza się występowanie wkładek piaszczystych, piaszczysto-żwirowych i żwirowych, w przekroju poprzecznym w kształcie soczew o płaskim lub wklęsłym stropie, wypełniających rynny wycięte w osadach drobnofrakcyjnych. Takie wkładki opisał z zastoiska warszawskiego Merta (1978). Ich istnienie w osadach zastoiskowych rejonu Kleszczowa sygnalizował Hałuszczak (1980, 1982). Tematowi temu w latach ostatnich poświęcono wiele uwagi (Irwin 1971, 1978, 1980; Molnia, Carlson 1978; Hiscot, Middleton 1979; Sturm 1975; Anderson et al. 1980; Domack 1982; Eriksson 1982; Gilbert 1983; Visser 1983; Miall 1983, 1985; Hein 1982, 1984; Eyles C.H., Eyles N. 1984; Lash 1984; McCabe 1984, 1987; Nemec, Steel 1984; Eyles C.H. et al. 1985; Eyles C.H. 1985, 1986, 1987; Visser et al. 1987 i wielu innych).

Subakwalne osady korytowe ściśle wiążą się z terminoglacjalnymi stożkami subakwalnymi. Problematykę tych dużych, poligenicznych form przedstawiam oddzielnie, w końcowej części niniejszego rozdziału (rys. 15).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Formowanie subakwalnych koryt jest uzależnione od dynamiki wód zbiornika, intensywności oraz charakteru materiału i od zróżnicowania rzeźby dna basenu depozycyjnego (Massari 1978; Winn, Dott 1979; Hein, Walker 1982; Postma 1984b). Subakwalne koryta są formami typowo erozyjnymi. Powstają na drogach przemieszczania się prądów zawieszinowych oraz różnego rodzaju spływów grawitacyjnych. Skala ich jest proporcjonalna do dynamiki subakwalnych procesów transportu. W niewielkich zbiornikach koryta subakwalne osiągają szerokości od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m. Takie formy, wypełnione piaskami, obserwowałem w odsłonięciach dolnośląskich i w rowie Kleszczowa. W dużych jeziorach strefy rowu Kleszczowa największe rynny miały szerokość 4 m i głębokość 70 cm. W odsłonięciach kanionu rzeki Fraser (Kanada) szerokość koryt znacznie przekraczała 100 m, ich



Rys. 15. Środowiskowy model stożków subakwalnych w jeziorze terminoglacjalnym (za: Brodzikowski, Van Loon 1987).

FIS – pływający łód szelfowy; SF – stożek subakwalny. SFT – subakwalne diamiktyty spływowe; TC – prądy turbiditytowe; S – osuwiska subakwalne; IRD – napławiany detrytus wytopiskowy; 1 – lód aktywny; 2 – terminoglacjalne krewasy i osuwiska; 3 – supraglacjalne krewasy; 4 – linie płynięcia w lodzie; 5 – stożki subakwalne; 6 – terminoglacjalne gliny spływowe; 7 – pływające bryły martwego lodu; 8 – osuwiska subakwalne na stożkach; 9 – równina denną jeziora; 10 – subakwalne koryto; 11 – osady dna jeziora; 12 – interkalacje diamiktytów spływowych w obrębie stożków; 13 – osady proksymalne stożków subakwalnych; 14 – osady subglacjalne; 15 – podłoże.

Environmental model of subaqueous fans in terminoglacial lake
(after: Brodzikowski, Van Loon 1987).

FIS – floating ice shelf, ST – subaqueous fan; SFT – subaqueous flow till; TC – turbidity current; S – slump; IRD – ice rafted debris; 1 – active ice; 2 – terminoglacial crevasses and slumps; 3 – supraglacial crevasses; 4 – flow lines with the ice; 5 – subaqueous fans; 6 – terminoglacial flow tills; 7 – floating icebergs; 8 – subaqueous slumps on fan areas; 9 – basin plain; 10 – subaqueous channel; 11 – lake bottom deposits; 12 – flow diamict intercalations in between deposits; 13 – proximal subaqueous fan deposits; 14 – subglacial deposits; 15 – substratum.

głębokość zaś 12 m. Koryta subakwalne opisywane ze środowisk glaciomorskich (Eyles C.H. 1987) miały 30–40 m głębokości, w przekroju zaś osiągały setki metrów. Najgłębsze wcięcia stwierdzano w strefach załamania dna. Kształt ich był zbliżony do silnie spłaszczonej litery U.

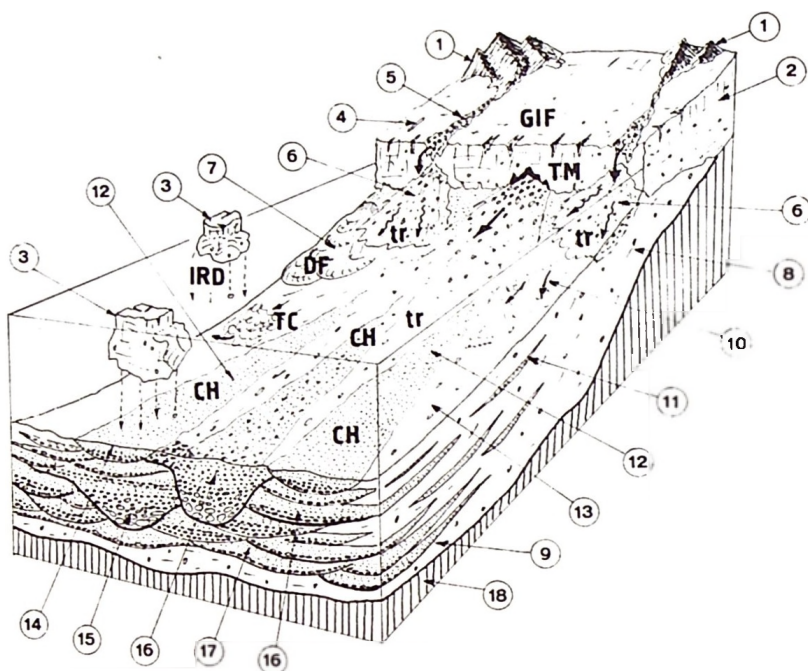
Subakwalne koryta pojawiają się zwykle w środkowej części stożków subakwalnych lub też w dystalnych partiach terminoglacjalnych subakwalnych pokryw spływowych (Postma 1984b). Zazwyczaj dolna część subakwalnych stożków zbudowana jest w zdecydowanej przewadze z osadów koryt subakwalnych.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIANIE

Osady koryt subakwalnych występować mogą w całym proksymalnym obszarze zbiornika jeziornego. Niekiedy małe, płytkie kanały można zidentyfikować nawet wśród typowo dystalnych osadów laminowanych. Układ koryt w dnie zbiorników jeziornych jest albo zbliżony do normalnej, subarealnej sieci drenażu przeciętnej zlewni, albo też, w przypadku jednostajnie, łagodnie nachylonego, dalej połogiego, rozległego dna zbiornika tworzy on nieregularną, błędzącą sieć. Osady koryt subakwalnych mogą więc być szeroko rozprzeszczerzone w basenie depozycyjnym. Koryta płytkie, o układzie błędzącym, charakteryzują względnie niski poziom energetyczny środowiska. Świadczą o tym ich piaszczyste wypełnienia. Kształt tych wypełnień w przekroju przypomina spłaszczone soczewki. Koryta głębokie, o prostym przebiegu, izolowane od siebie kulminacjami, nie łączące się zwykle, charakteryzują wysoki poziom energetyczny środowiska. Wypełnienie takich koryt jest zazwyczaj żwirowo-piaszczyste lub żwirowe. Osady koryt subakwalnych dolnej części stożków w przekroju poprzecznym przypominają pokrojem zespoły zestawów rynnowych wielkiej skali (rys. 16). Kształt wypełnień poszczególnych rynien bywa dość nieregularny, ogólnie zbliżony do płasko wypukłych soczew. Miąższość kompleksów zbudowanych z subakwalnych osadów korytowych osiąga kilka metrów w terminoglacjalnych jeziorach przeciętnej skali. Dystalna część stożka udokumentowanego w formacji Ławki (rów Kleszczowa) miała miąższość 4,3 m. Istotne jest również to, że osady subakwalnych koryt mogą być deponowane przy bardzo różnym nachyleniu dna basenu. Eyles C. H. (1985, 1986, 1987) twierdzi, że nachylenie to może wahać się od 2 do 30°.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA ORAZ CECHY TEKSTURALNE

Wykształcenie litologiczne subakwalnych osadów korytowych (tu: uziarnienie) jest podporządkowane prawom poziomego rozfrakcjonowania. Mimo to, w całej szeroko pojętej strefie proksymalnej zbiornika można spotkać osady względnie gruboziarniste, jakkolwiek udział największych klastów, w miarę oddalania od źródła zasilania maleje. W strefach dystalnych deponowane są już wyłącznie frakcje piaszczyste (podrozdział "Mechanizm depozycji") (Eyles C. H. 1986, 1987; Eriksson 1982). Koryta proksymalnej części jeziora wypełnione są litofacjami żwirowymi z gładzami o bardzo złym wysortowaniu i masywnej (chaotycznej) strukturze. Jednostki depozycyjne tego typu wykazują wyraźne dystalne nachylenie. W niskoenergetycznych, niewielkich jeziorach są to litofacie żwirowo-piaszczyste lub nawet piaszczyste (Eriksson 1982; McCabe et al. 1984). Struktura masywna w najbardziej proksymalnych partiach koryt stopniowo przechodzi w równoległe warstwowość nachyloną, z wyraźną imbrykacją żwirów. W środkowych partiach stożków subakwalnych takie wykształcenie charakteryzuje środowisko średnio- i wysokoenergetyczne. Ta sama struktura w najwyższych partiach stożka świadczy o niskiej energetyce środowiska. W obszarach środkowych i dolnych partii stożków w rynnach pojawiają



Rys. 16. Subakwalne osady korytowe w obrębie rozległych stożków. Model środowiskowy i forma występowania (częściowo) na podstawie Eyles C.H. (1987)

GIF – gruntujące czoło lodu; TM – subakwalne wrota lodowca; DF – subakwalne sploty gruzowe; tr – trakcja; TC – prądy turbidytowe; IRD – napławianie detrytusu wytopiskowego; CH – subakwalne koryta. Objaśnienia szczegółowe: 1 – nunatak; 2 – lód aktywny; 3 – bryły lodu pływającego; 4 – krewasy supraglacialne; 5 – morena środkowa; 6 – stożek proksymalny; 7 – łoby splotów; 8 – diamiktyły terminoglacjalne i proglacjalne; 9 – diamiktyły IRD; 10 – prąd turbidytowy; 11 – soczewy osadów korytowych; 12 – dno koryta czynnego; 13 – obszary pomiędzy czynnymi korytami; 14 – drobnofrakcyjne osady prądów trakcyjnych; 15 – gruboklastyczne wypełnienie dna rynny koryta; 16 – poziomo warstwowane osady piaszczysto-żwirowe o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym; 17 – częściowo zerodowane osady zanikających przepływów starszych wypełnień; 18 – podłoże.

Subaqueous channel deposits at the large fan. Environmental model, the form and distribution characteristics (partly based on Eyles C.H. 1987).

GIF – grounding ice front; TM – tunnel mouth; DF – subaqueous debris flow; tr – traction; TC – turbidity current; IRD – ice rafted debris; CH – subaqueous channel. Detailed explanation: 1 – nunataks; 2 – active ice; 3 – floating ice bergs; 4 – supraglacial crevasses; 5 – medial moraine; 6 – proximal fan; 7 – flow lobes; 8 – terminoglacial & proglacial diamicts; 9 – IRD diamicts; 10 – turbidites; 11 – lenses of channel deposits; 12 – bottom of active channel; 13 – interchannel areas basal channel fill; 14 – fine grained traction current deposits; 15 – coarse grained basal channel fill; 16 – horizontally stratified sands and gravels with reversed graded bedding; 17 – partly degraded waning flow deposits of older infilling; 18 – substratum.

się litofacie o uziarnieniu frakcjonalnym. W warunkach wysokoenergetycznych są to litofacie piaszczysto-żwirowe, w niskoenergetycznych zaś – piaszczyste, a nawet piaszczysto-mułowe. W dalszych partiach zbiorników subakwalne koryta wypełnione bywają wyłącznie piaskami o uziarnieniu frakcjonalnym. Miąższość poszczególnych jednostek uziarnienia frakcjonalnego, w przewadze o rozkładzie normalnym, czyli o drobniejącym ku górze ziarnie, waha się od

kilku centymetrów do 1 m. Zależy to od intensywności dostawy, a więc jest złożoną funkcją warunków ablacji. Spąg osadów koryt subakwalnych jest zawsze erozyjny. W podstwie zestawów występują zwykle litofacie masywne.

Dystalne koryta subakwalne charakteryzuje zazwyczaj większe zróżnicowanie litofacjalne, co zgodnie podkreślają Eriksson (1982) i Eyles C.H. (1987). Mimo dominacji frakcjonalnie uziarnionych warstw piaszczystych, formujących równoległe, łagodnie nachylone wielozestawy odpowiadające fazie płaskiego dna w górnym ustroju przepływu, lokalnie pojawiają się warstwowania przekątne, i to zarówno w zestawach tabularnych, jak i rynnowych.

Najpospolitszą cechą teksturalną jest imbrykacja żwirów. Kształt klastów jest bardzo zróżnicowany i nie wykazuje żadnych prawidłowości. Stopień wysortowania jest zmienny i ściśle związany z wykształceniem litofacjalnym ogniw. Zwykle drobniejszy osad wykazuje lepsze wysortowanie. Wysortowanie zmienia się również na lepsze ku stropowi poszczególnych sekwencji. Otoczaki są często porysowane, co znamionuje warunki inglacialnego transportu (Visser 1983). Cechy petrograficzne uzależnione są od budowy geologicznej obszaru transgresji oraz od pojemności erozyjnej systemu lodowiec – podłoże. Zestawienie cech litofacjalnych subakwalnych osadów korytowych ilustruje tabela 3.

MECHANIZM DEPOZYCJI

W powstawaniu osadów koryt subakwalnych można wyróżnić dwa podstawowe stadia. Pierwsze odpowiada erozji podłoża i formowaniu rynien podczas silnych wypływów wód ablacyjnych. Za erozję tę zazwyczaj odpowiedzialne są gruboziarniste, bardzo szybkie subakwalne spływy rumoszowe. Stadium drugie rozpoczyna się z chwilą spadku energii przepływu. Następuje depozycja. W spągu ma ona cechy diamiktytu, czasami o nieco drobniejszym ku górze ziarnie. Osad ten ku górze przechodzi w żwiry o równoległym, nachylonym warstwowaniu. Najstabszy, zanikający przepływ osadza warstwę piaszczystą, zazwyczaj w całości niszczoną podczas kolejnego wypływu. Taka sekwencja charakteryzuje górne odcinki stożka, a więc wypełnienia prostych, wyraźnie wciętych koryt, izolowanych od siebie.

Proces depozycji w subakwalnych korytach zachodzi za pośrednictwem podwodnych prądów wód wytopiskowych (ang. *subaquatic meltstreams*). Prądy te często wywołują subakwalne ruchy masowe.*) Ich początkiem jest erozja boków koryt oraz uruchamianie kolizyjnego przyptywu w materiale już zdeponowanym w cyklu poprzednim. Transport osadu w korycie rozwija się zarówno w trakcji dennej, jak i w zawieszeniu. Ciężka część spągowa przepływającej masy jest porównywalna z silnie zlokalizowanym spływem rumoszowym. Spływ taki w dół stoku ulega stopniowemu sortowaniu i przechodzi w ruch o charakterze zbliżonym do kolizyjnego. Z tego powodu koryta środkowej i dol-

*) Z tych powodów wypełnienia wielu badanych koryt subakwalnych charakteryzują się analogicznymi niemal cechami, jak zubożone zwykle we frakcje najdrobniejsze, osady grawitacyjnych spływów subakwalnych. Powstają ponadto w tych samych lub bardzo zbliżonych warunkach hydrodynamicznych (Nemec 1990b; Takahashi 1980, 1981; Todd 1989; Prior, Bornhold 1988; Piper, Stow 1991).

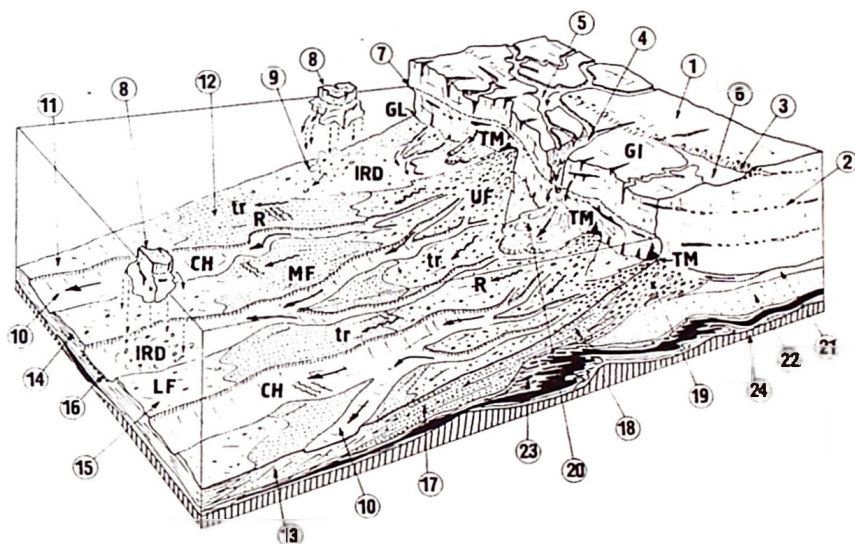
nej części stożków zawierają mniej diamiktytów, a więcej uziarnionych frakcjonalnie warstw piaszczysto-żwirowych. Masywne, chaotyczne ogniwa żwirowe w spągu wypełnień koryt to efekt typowego, szybkiego "zamrożenia" spływu kohezyjnego (Lowe 1982; Nemec, Steel 1984). Koncentracja największych klastów w dolnej części ogniw wskazuje jednoznacznie graniczną średnicę elementów, które może dany spływ unieść (Eyles C.H. 1987; Lowe 1982). Masywne litofacje żwirowe to efekt akumulacji spływu grawitacyjnego osadu pozbawionego spójności. Jest to więc osad odpowiadający spływowi kolizyjnym, w których brak jednak typowego uziarnienia frakcjonalnego. Sytuacja taka może wystąpić wówczas, gdy transport masy jest bardzo szybki i szybko wyhamowany, gdy droga transportu jest krótka, lub też dynamiczna lepkość ośrodka, dzięki silnej koncentracji klastów, jest bardzo wysoka (Middleton 1967; Davies, Walker 1974; Hein 1982). Często obserwowane w takich osadach bardzo strome nachylenie zimbrykowanych klastów (do 38°), jak podaje Eyles C.H. (1987), świadczy jednoznacznie o szybkiej, bardzo gwałtownej depozycji (Hiscott, Middleton 1979; Takahashi 1981; Nemec 1990b; Myrow, Hiscott 1991).

Normalne uziarnienie frakcjonalne żwirów i piasków może być efektem sedymentacji z "rozrzedzonych" przepływów turbidytowych, w których osad utrzymywany jest w zawieszeniu przez turbulencję (Middleton, Hampton 1976). Odwrócone uziarnienie frakcjonalne to rezultat ciśnienia dyspersyjnego oraz "kinetycznego przesiewania" ziaren (ang. *kinetic sieving*, Bag-nold 1954; Middleton 1967, 1970; Walker 1975a, 1978; Naylor 1980; Postma et al. 1988; Porębski 1991; Ghibaudo 1992).

Jednostki przekątnych warstwowań tabularnych i rynnowych reprezentują trakcyjne struktury w osiach subakwalnych koryt, zbliżone do diun (Eyles C.H. 1987, za: Massari 1978; Hiscott, Middleton 1979; Hein 1982; Lash 1984). Po całkowitym bowiem zahamowaniu przepływu "zamrażającym" osad część klastów piaszczysto-żwirowych może być poderwana i przesunięta w górę stoku, by potem stoczyć się po nim ponownie jako typowa trakcja denną. Z takich klastów właśnie powstają wspomniane rzadkie zestawy warstwowań przekątnych (Clifton 1984).

STOŻKI SUBAKWALNE I ICH OSADY

Stożki subakwalne w terminoglacjalnych zbiornikach jeziornych to z reguły formy dużych rozmiarów, powstające na dystalnie nachylonych zboczach zbiornika, poniżej wylotów subakwalnych wrót lodowcowych (rys. 17 i rys. 18). Na ten temat istnieje bogata literatura, przy czym głównie dotycząca starszych niż plejstoceńskie osadów glacyogenicznych (Young 1970, 1981; Walker 1975; Tucker, Reid 1973; Legun 1981; Max 1981; Spencer 1981; Stupavsky et al. 1982; Viser 1982, 1983a; Visser, Kingsley 1982; Eyles C.H., Eyles N. 1983b; Fairchild 1983; Miall 1983, 1985; Eyles C.H. 1985; Long, Leslie 1985 i inni). Ostatnie lata przyniosły nieco opracowań osadów młodszych (Molnia, ed. 1983; Eyles C.H. et al. 1985; McCabe

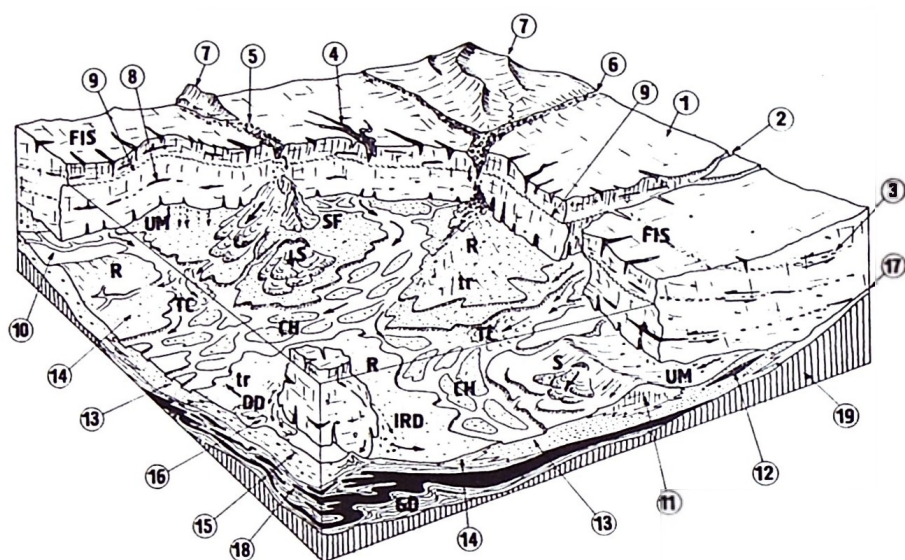


Rys. 17. Model środowiska subakwalnej depozycji korytowej w warunkach gruntującego czoła lodu (częściowo na podstawie Eyles C.H. et al. 1985; za: Brodzikowski, Van Loon 1987, zmienione i uzupełnione).

GI - lód gruntujący; GL - linia gruntowania; TM - subakwalne wrota lodowcowe; IRD - napławiany detrytus wytopiskowy; R - redepozycja; tr - trakcja; CH - subakwalne koryta; UF - górny stożek; MF - środkowy stożek; LF - dolny stożek. Objaśnienia szczegółowe: 1 - lód aktywny; 2 - linie płynięcia w lodzie; 3 - gromadzenie detrytus supraglacialnego w miejscach ujawnienia na powierzchni linii płynięcia; 4 - krewasy supraglacialne; 5 - koryta supraglacialne; 6 - jezioro supraglacialne; 7 - poziom wody w jeziorze; 8 - pływające bryły lodowe; 9 - detrytus wytopiony z pływających brył lodowych; 10 - prądowo modelowane dna koryt subakwalnych; 11 - strefy międzykorytowe dolnego stożka; 12 - strefy międzykorytowe środkowego stożka; 13 - osady płaszczyste i zwirowe środkowego stożka; 14 - osady laminowane dolnego stożka; 15 - strefy depozycji IRD i parapelagiczne; 16 - spagowy kompleks zwirowy w dnach koryt; 17 - osady zwirowe górnego stożka, dominacja splotu ziarnowego w korytach; 18 - osady zwirowe górnego stożka o charakterze zakętu warstwowego; 19 - masywne, zwirowo-głazowe osady wrót lodowcowych, najbardziej proksymalny stożek; 20 - terminoglacialne osady spływowe; 21 - osady subglacialne; 22 - transgresyjne osady glaciifluvialne; 23 - glaciectoniczne zaburzone miękkie osady starsze; 24 - podłoże.

Environmental model for subaqueous channel deposition in front of grounding ice margin (partly based on Eyles C.H. et al. 1985, after: Brodzikowski, Van Loon 1987, changed and completed).

GI - grounding ice; GL - grounding line; TM - subaqueous tunnel mouth; IRD - ice rafted debris; R - redeposition; tr - traction; CH - subaqueous channels; UF - upper fan; MF - mid fan; LF - lower fan. Detailed explanations: 1 - active ice; 2 - flow lines within the ice; 3 - flow line exposures at the glacier surface - debris accumulation; 4 - supraglacial crevasses; 5 - supraglacial channels; 6 - supraglacial lake; 7 - lake water level; 8 - floating ice-bergs; 9 - ice rafted dumped detritus; 10 - subaqueous channel bottom modelled by currents; 11 - lower fan interchannel areas; 12 - mid fan interchannel areas; 13 - sandy and gravelly mid-fan deposits; 14 - laminated lower fan deposits; 15 - IRD and parapelagic depositional zones; 16 - basal gravelly complex in the channel bottom; 17 - gravelly upper fan deposits with domination of channelized grain flow sedimentation; 18 - gravelly upper fan deposits with domination of sheet flood accumulation; 19 - tunnel mouth gravels, boulders massive, the proximal deposits; 20 - terminoglacial subaqueous mass-flow deposits; 21 - subglacial deposits; 22 - transgressive glaciifluvial deposits; 23 - glaciectonically deformed, older soft sediments; 24 - substratum.



Rys. 18. Model środowiska subakwalnej depozycji korytowej w warunkach czoła lodu (częściowo na podstawie Eyles C.H. et al. 1985 i Eyles N. ed 1983, za: Brodzikowski, Van Loon 1987, zmienione i uzupełnione).

FIS – pływające czoło lodowe – szelf; SF – stożek subakwalny; S – osuwiska; UM – subakwalne wytopianie lodu szelfowego; R – redepozycja; TC – prądy turbiditytowe; CH – koryta subakwalne; IRD – napławianie detrytus wytopiskowego; DD – opadanie wytopionych subarealnie osadów z pływających brył lodowych; tr – trakcja. Objaśnienia szczegółowe: 1 – lód aktywny; 2 – koryta supraglacialne; 3 – linie płynięcia w lodzie; 4 – krewasy brzeżne i supraglacialne; 5 – morena środkowa; 6 – morena boczna; 7 – nunatak; 8 – detrytus wytapiany u czoła; 9 – poziom wody w jeziorze; 10 – obszar intensywnej depozycji diamktycznej z wytopiania szelfu; 11 – wały poprzednich linii gruntowania (subakwalna morena czołowa); 12 – soczewy osadów spływowych; 13 – osady korytowe; 14 – osady równin dennych jeziora; 15 – diamktyty IRD; 16 – "dump deposits"; 17 – osady subglacialne; 18 – zaburzone glaukitektonicznie starsze osady miękkie; 19 – podłoże.

Environmental model for subaqueous channel deposition in front of floating ice shelf (partly based on Eyles C.H. et al. 1985 and Eyles N. ed 1983, after: Brodzikowski, Van Loon 1987, changed and completed).

FIS – floating ice front shelf; SF – subaqueous fan; S – slumping; UM – ice shelf undermelting; R – redeposition; TC – turbidity currents; CH – subaqueous channels; IRD – ice rafted debris; DD – dumping; tr – traction. Detailed explanation: 1 – active ice; 2 – supraglacial channels; 3 – flow lines within the ice; 4 – marginal and supraglacial crevasses; 5 – medial moraine; 6 – lateral moraine; 7 – nunatak; 8 – glacial detritus melted out in the ice front; 9 – lake water level; 10 – the area of an intensive undermelt deposition-diamicts; 11 – previous grounding line ridges subaqueous frontal moraines; 12 – lenses of mass flow deposits; 13 – channel deposits; 14 – lake bottom deposits basin plain; 15 – IRD diamicts. 16 – dump deposits; 17 – subglacial deposits; 18 – glaukitektonically disturbed older soft sediments; 19 – substratum.

1984, 1986, 1987; Eyles N. 1987). Osady stożków subakwalnych obserwowałem przede wszystkim w rejonie Lillooet i Williams Lake (Fraser Plateau, Kanada) oraz wśród osadów wypełnienia rowu Kleszczowa.

Stożki subakwalne, będąc formami dużymi, mają złożoną budowę oraz genezę. Mogą tworzyć się tylko w warunkach przedstawionych na rys. 15, w innej

bowiem sytuacji wypływające z lodu strumienie wód ablacyjnych, mocno obciążone materiałem, zniszczyłyby już zdeponowane warstwy. Nachylenie stożków subakwalnych jest zazwyczaj duże. Wynosi przeciętnie $10 - 20^\circ$. Istnieją jednakże formy o nachyleniu rzędu $28 - 29^\circ$ oraz $3 - 15^\circ$, co w oczywisty sposób uwarunkowane jest ukształtowaniem dna basenu depozycyjnego. Ten sam czynnik determinuje zasięg tych form.

Kopalne formy subakwalnych stożków ujawniają się jako rozległe pakiety warstw o pochylonym, soczewkowatym przekroju, z silniej zwykle podgiętymi ku górze częściami proksymalnymi. Znałe mi przekroje bełchatowskie osiągały długość około 200 – 300 m, przy miąższości maksymalnej nie większej niż 20 m. Ich odpowiedniki kanadyjskie osiągały przeciętnie rozmiary 3 – 4-krotnie większe. Szerokość dystalnych partii stożków, niewątpliwie uzależniona od nachylenia stoku oraz ilości źródeł zasilania, w warunkach bełchatowskich przekraczała 300 m. W wielkich jeziorach i w morzach formy te osiągają wiele kilometrów kwadratowych powierzchni, co szczegółowo opisuje Miall (1983) na przykładzie wczesno-proterozoicznej formacji Gowganda (Ontario, Kanada).

Budowa stożków subakwalnych jest z reguły złożona, aczkolwiek za osady stożków zwykło uznawać się subakwalne odpowiedniki facji glacyfluwialnych, czyli tzw. subakwalne facje prądowe (ang. *subaquatic* lub *submarine current facies*) – (Eyles C.H. et al. 1985; Bródzikowski, Van Loon 1987, 1991). W budowie stożków dominują więc żwiry i otoczaki oraz piaski, zwłaszcza w partiach dystalnych. Subakwalna geneza osadu oraz sytuacja morfologiczna tych form powoduje, że duży udział w ich budowie odgrywają terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe oraz osady lokalnej redepozycji dennej. Obie te odmiany sedimentów mają charakter diamiktyczny. Ponadto silnie nachylona powierzchnia stożka pomiędzy intensywnymi wypływami wód ablacyjnych poddawana jest ciągle oddziaływaniu prądów trakcyjnych. Materiał, z którego zbudowany jest stożek, ulega osuwaniu: zachodzą na nim denne spływy kohezyjne i kolizyjne. Na powierzchni stożka napławiany bywa materiał wytopiskowy z pływających po jeziorze kier lodowych. Nic więc dziwnego, że obraz litofacjalny subakwalnych stożków bywa bardzo zmienny. Duży udział w budowie tych form mają równoległe warstwowania nachylone, utworzone w osadach żwirowych, żwirowo-piaszczystych i piaszczystych o krótkiej drodze poziomego rozfrakcjonowania. Litofacie diamiktyczne mają dwojaki charakter. Są to bądź mieszaniny okruchów o uziarnieniu od piaszczystego po głazowe, niemal pozbawione frakcji ilastej, bądź też typowe gliny, w których dominują osady drobnofrakcyjne. Litofacie te występują w postaci szeroko rozprzestrzenionych warstw lub w zespołach nakładających się na siebie płytkich i szerokich rynien. W diamikrytach grubofrakcyjnych spotyka się uziarnienia frakcyjne, coraz częstsze i wyraźniejsze ku dystalnym partiom stożka. Wkładki drobnofrakcyjnych diamiktytów "opadowych" (ang. *rain-out diamicts*) są cienkie, często pouginane. Są one cechą diagnostyczną subakwalnych stożków jako osad rzadko spotykany. Wysoki poziom energetyczny procesów sedymentacyjnych tu zachodzących powoduje, że potencjał fosylizacji tych osadów jest znikomy.

Subakwalne stożki są, w sensie zawartości litofacjalnej, bardzo podobne do subakwalnych skłonów tzw. fan-delt. Bywa zresztą, że delty takie, w wyniku znacznego podniesienia się pozio-

mu wody w jeziorze terminoglacjalnym przechodzą w subakwalne stożki oraz odwrotnie, stożki subakwalne, wskutek obniżenia się poziomu wód zbiornika stają się fan-deltami. Taką zmienność warunków obserwowano np. często w osadach stref akumulacji szczelinowej obszarów marginalnych (Brodzikowski, Van Loon 1983; Zieliński 1992a, 1992b). Faktyczna różnica pomiędzy tymi dwiema kategoriami form akumulacyjnych polega na subarealnym (w wypadku delt) oraz subakwalnym (w wypadku omawianych stożków) usytuowaniu głównego wypływu wód ablacyjnych (Brodzikowski, Van Loon 1991; Massari 1984; Myrow, Hiscott 1991; Nemec et al. 1988; Postma et al. 1988a). W osadach subakwalnych skłónów fan-delt dominują zdecydowanie litofacje diamiktyczne oraz żwirowe (piaszczysto-żwirowe). Diamiktyty deponowane są w przewodzie przez subakwalne spływy grawitacyjne, które rozwijają się bądź już na skłónie subakwalnym, bądź też stanowią kontynuację spływów błotnych i rumoszowych powstających na stożku aluwialnym (Nemec 1990b; Nemec, Steel 1988b; Nemec et al. 1984; Prior, Bornhold 1988; Surlyk 1984). Litofacje żwirowe i żwirowo-piaszczyste występują w postaci płaskorównoległych, pochylonych zestawów o strukturze masywnej lub uziarnionych frakcjonalnie. Tworzyć się one mogą w efekcie lawinowego osypywania, przechodzącego w dywany trakcyjne bądź w różnorodne spływy grawitacyjne o przewodzie kolizyjnych mechanizmów ruchu (Takayashi 1981; Todd 1989; Surlyk 1987; Prior, Bornhold 1989; Pickering et al. 1986, 1989; Fitzsimons 1992; Gruszka 1992; Brodzikowski 1992b). Doskonały przegląd odmian osadów typowych dla tego ciekawego subsródowniska, wraz z obszerną analizą i dyskusją procesów i mechanizmów transportu i depozycji zawierają prace Nemeca (1990b) oraz Ghibaudo (1992).

Większość odmian osadów budujących stożki omówiona zostanie szczegółowo w kolejnych rozdziałach jako odpowiedniki ściśle określonych procesów depozycyjnych. Stożki subakwalne, a więc również ich osady traktowane w całości, są poligeniczne, niemniej jednak stanowią szczególny rodzaj depozycji glacialimnicznej.

INTERPRETACJA STANOWISK

Prezentowane poniżej stanowiska zlokalizowane są w kanionie rzeki Fraser (SW Kanada), w pobliżu Lillooet i Williams Lake. Ilustrują one wspólnie zmienność litofacjalną subakwalnych osadów korytowych w obrębie rozległych stożków (fot. 8 – 12), których zbiorczy model przedstawia rys. 19.

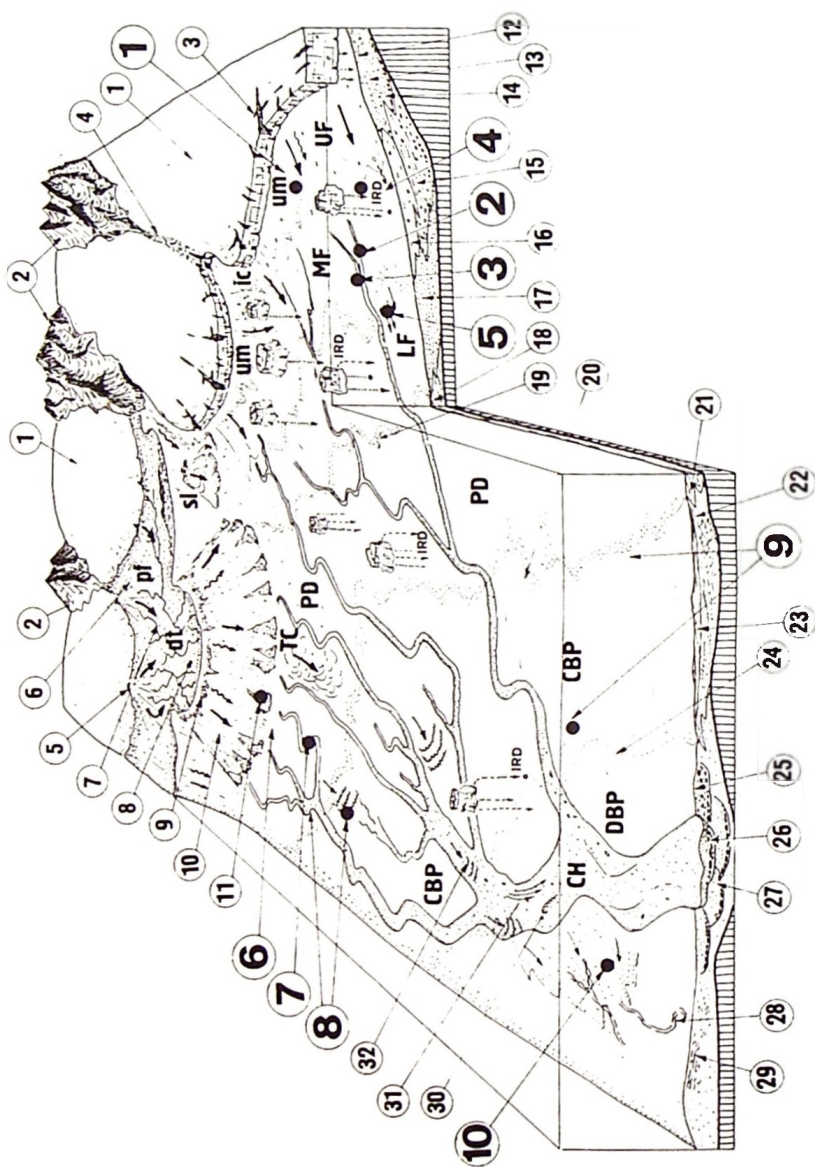
Proksymalna strefa stożka (fot. 8, 9) zbudowana jest z naprzemianległych pakietów subakwalnych osadów korytowych oraz terminoglacjalnych diamiktytów spływowych. Koryta o głębokości około 10 – 20 m wypełnione są w przewodzie litofacjami żwirowo-głazowymi o strukturze masywnej z imbrykacją (fot. 9a, b). Każde wypełnienie składa się z kilku do kilkunastu pakietów o drobniejącym ku górze ziarnie (fot. 9a – ogniwa 2, 3 i 4 razem). Pojedynczy pakiet w spągu zawiera litofację GBm przechodzącą ku górze w Gm lub Gh. Niekiedy środkowa część pakietu jest bardziej spoista (fot. 9a – ogniwo 2). Na część stropową pakietu składają się zwykle litofacje żwirowo-piaszczyste o strukturze masywnej lub niekiedy smugowaniu prądowym (GSm, GS(m)c). Smugowanie to jest odpowiednikiem fazy miecenia górnego ustroju przepływu po nie wyrównanej powierzchni depozycyjnej (fot. 9a – ogniwo 3). W niektórych korytach obserwowano cykle o miąższości kilkukrotnie przekraczającej zilustrowane na fot. 9a. Wówczas stropowa ich część, zwykle lepiej zachowana, zbudowana była z kilku warstw masywnych, silnie piaszczystych diamiktytów z głazikami, stanowiących finalne pulsacje spustów wód ablacyjnych (fot. 9b –

ogniwo 2 i 3 oraz fot. 8a – ogniwo 2). Poszczególne warstwy diamiktyczne po-
odzielane były od siebie cienkimi wkładkami depozycji zawieszinowej (fot. 8a –
ogniwo 3). Czasami osad pyłowo-piaszczysty tych wkładek był laminowany,
wskazując depozycję poprzez warstwę przyścienną (czyli w warunkach
przemieszczania się tuż nad dnem słabych prądów trakcyjnych). Kolejny epizod
silnego wypływu zwykle niszczył znaczną część osadów piaszczysto-żwiro-
wych i drobnofrakcyjnych, wycinając w nich kolejne formy korytowe (fot. 9b –
granica oznaczona nr 5). Erozja polegała czasami na odrywaniu i przenoszeniu
całych fragmentów podłoża bez naruszenia ich struktury (fot. 8b – porwak 4).

Środkowa część stożków zbudowana była zazwyczaj z osadów żwirowo-
piaszczystych o znacznie lepszym wysortowaniu (fot. 10 i 11). W rozległe, choć
nieco płytsze rozcięcia w powierzchni stożka wkładane były głównie poziomo
warstwowane litofacje GSh lub SGh z licznymi porwakami osadów zniszczo-
nych w partiach proksymalnych (fot. 10). Koryta o rynnowym przekroju wypeł-
niane były sekwencjami o coraz drobniejszym ku górze ziarnie. W spągu domi-
nowały odmiany masywne, w stropie zaś wielozestawy warstwowań pozio-
mych, składające się z kilkucentymetrowych pakietów uziarnionych frakcjonal-
nie (fot. 10b – ogniwo 3). W przekroju równoległym do kierunku paleoprądu
wypełnienia koryt środkowego stożka tworzyły uławicenie nachylone (fot. 11a,
b). Miąższość poszczególnych ławic wahała się od kilkudziesięciu centymetrów
do 3 m (fot. 11b – ogniwo 3). Poszczególne zespoły cykli depozycji korytowej
oddzielone były od siebie okresami spokoju. Sedymentowały wówczas zawie-
siny, dostarczane do zbiornika w okresie intensywnej ablacji (fot. 11b – ogni-
wo 2).

Dolna część subakwalnych stożków zbudowana była z osadów piaszczys-
tych i piaszczysto-żwirowych. Udział frakcji najgrubszych był znikomy (fot. 12).
Koryta wypełnione poziomo warstwowanymi piaskami miały nieznaczące głę-
bokości (20 – 50 cm) i szerokości (50 – 200 cm). W tej części stożków obser-
wowano jednak również największe rozcięcia, które wypełnione były osadami
subakwalnymi spływów grawitacyjnych. Dużą skalę rozcięć (do 30 m głębo-
kości oraz 50 – 100 m szerokości) tłumaczyć tu można podatnością podłoża
na niszczenie przez wysokoenergetyczne, lepkie spływy diamiktyczne. W dys-
talnych partiach stożków, gdzie poziom energetyczny depozycji trakcyjnej był
nieporównywalnie niższy niż poprzednio, wzrastał udział przewarstwień osa-
dów parapelagicznych (fot. 12a – ogniwo 2, fot. 26 – ogniwo 2). Słabe upako-
wanie osadów powodowało też często osiadanie, odkształcające pierwotny
układ warstw.

Schyłkowa faza subakwalnych "wezbrań" ablacyjnych pozostawiała w osa-
dach zarówno formy erozyjne, jak i specyficzne osady. Zjawisko takie w gór-
nym odcinku stożka ilustruje fot. 9b. W stropie piaszczystych diamiktytów
powstało małe koryto (4 oraz zespół form powyżej i na lewo), wypełnione
analogicznym osadem spływowym. W środkowej partii stożka zanikający stru-
mień wód ablacyjnych, spływając z wyższych miejsc ku niższemu, rozcinał zło-
żone uprzednio ławice. Powstawały niewielkie (0,5 – 1 m głębokości i 2 – 3 m
szerokości) rynny, niemal natychmiast zapełniane warstwowanym osadem
piaszczystym (fot. 11b – 5, rys.19).



Rys. 19. Sedymencja przez prądy trakcyjne w rozległym zbiorniku glacialnym. Strefy depozycyjne. Model środowiskowy.

UF – górny stożek; MF – środkowy stożek; LF – dolny stożek; PD – strefa prodeltalowa, odpowiednia na przedpola stożków subakwalnych; CBP – centralna równina denna; DBP – dystalna równina denna; CH – koryta subakwalne; TC – prądy turbidytowe; IC – cienie ścieżki lodowego; um – subakwalne wypłanie szelfu; sl – osuwanie i zeslizgiwanie; pf – stożek proglacialny; dt – górny człon delty proglacialnej; IRD – napławianie detrytus wytopiskowego. Oślanienia małych cyfr. 1 – lod aktywny; 2 – nunatak; 3 – krawędź supraglacialna i frontalna; 4 – morena środkowa; 5 – subarealne wrota lodowcowe; 6 – osady nasypów przyulców; 7 – osady stożka proglacialnego; 8 – osady strumieni bieżących równiny glacialnej; 9 – osady koryt rozprowadzających; 10 – osady skłonu delty (foresetowej); 11 – osady stożków prodeltalowych; 12 – osady napławiane z podstawy lodu szelfowego; 13 – proksymalne osady górnego stożka; 14 – zestawy spagowe koryt na proksymalnym stożku; 15 – osady korytowe środkowego stożka; 16 – osady środkowego stożka z interkalacjami dylamiktyków IRD; 17 – płaszczyste osady zanikających przepływów w korytach osi subakwalnego drenazu; 18 – osady koryt rozprowadzających; 19 – zasięg depozycji z talerzów warstwowych; 20 – zasięg depozycji prodeltalowej; 21 – dystalne osady prodeltalowe; 22 – proksymalne osady centralnej równiny dennei; 23 – laminity parapelagiczne; 24 – zasięg zewnętrzny intensywniej depozycji trakcyjnej; 25 – osady korytowe głównej osi subakwalnego drenazu; 26 – płaszczysto-zwirowe zestawy spagowe w głównych korytach; 27 – drobnofrakcyjne osady zanikających przepływów w korytach subakwalnych; 28 – drobne dystalne koryta na równinie dennei zbiornika; 29 – ślady trakcji spowodowanej redepozycją grawitacyjną; 30 – rozmoczenia środkowostokowe; 31 – strefy odsypów środkowostokowych; 32 – peltanie pokryw w korytach. Duże numery 1 – 10 oznaczają punkty przedstawione na fotografiach i objaśnieniach w tekście.

Traction current deposition and depositional zones in large glaciallacustrine basin. The environmental model.

UF – upper fan; MF – mid-fan; LF – lower fan; PD – prodeltic zone and adequate in front of subaqueous fan; CBP – central basin plain; DBP – distal basin plain; CH – subaqueous channels; TC – turbidity currents; IC – ice calving; um – undermelting; sl – slumping and sliding; pf – proglacial subaerial fan; dt – proglacial deltaic topsets; IRD – ice rafted debris. Explanations to small numbers: 1 – active ice; 2 – nunatak; 3 – frontal and supraglacial crisscrosses; 4 – medial moraine; 5 – subaerial tunnel mouth; 6 – proglacial fan deposits; 7 – braided stream deposits of glacialfluvial plain; 8 – distributary channel deposits; 9 – mouth bar deposits; 10 – foresets; 11 – prodeltic fan bar deposits; 12 – undermelt deposits; 13 – proximal upper fan deposits; 14 – upper fan-channel basal sets; 15 – channel mid-fan deposits; 16 – mid-fan deposits with diamictic intercalations; 17 – sandy channel deposits of lower fan; 18 – deposits of prodeltic zone; 19 – external extent of sheet flood deposits; 20 – external extent of prodeltic deposits; 21 – distal prodeltic deposits; 22 – proximal deposits of central basin plain; 23 – parapelagic laminities; 24 – external extent of an intensive traction current deposition; 25 – channel deposits of the central drainage axis of the basin; 26 – sandy-gravelly basal complexes in the main channels; 27 – fine grained waning flow deposits within the channels; 28 – small scale channels on the distal basin plain; 29 – traction caused by gravity redeposition; 30 – mid-channel scours; 31 – mid-channel bars; 32 – tractional mid-channel creep. Large numbers 1 – 10 indicate sites shown on the photos and explained in the text.

OSADY PRĄDÓW TRAKCYJNYCH

Subakwalne prądy trakcyjne (ang. *traction currents*), zwane także prądami dennymi (ang. *bottom currents*), mogą powstawać w różnych warunkach. Duża ich część to oczywiście wtórny rezultat grawitacyjnego transportu mas po dnie basenu. Ich geneza może jednak być całkiem inna.

Wszystkie prądy trakcyjne mają jedną wspólną cechę: wzbudzone, porywają ziarna z dna i transportują je na mniejsze lub większe odległości, zazwyczaj w typowej trakcji lub też w cienkiej (zwykle kilkucentymetrowej) warstwie nad dnem. Prądy te nigdy nie są "gęste", przez co bardziej są podobne do typowo fluwialnych, niż do turbidytów (Shaw, 1977; Gill 1973; Johnson 1978; Merta 1978; Shaw, Archer 1978, 1979; D.L. Clark et al. 1980; Orheim, Elverhoi 1981; Anderson et al. 1982; Eyles C.H., Eyles N. 1983, 1984; Miall 1983, 1985; McCabe et al. 1984, 1987; Eyles C.H. et al. 1985).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Większość terminoglacjalnych i proglacjalnych prądów trakcyjnych powstaje dzięki słabym subakwalnym strumieniom wód wytopiskowych rozprzestrzeniających się po pulsacyjnym wypływie, po dnie jeziora. Ich oddziaływanie na podłoże w środkowych i dolnych odcinkach stożków subakwalnych jest analogiczne do typowo fluwialnych zalewów warstwowych (Eyles C.H. et al. 1985; Brodzikowski 1992b).

W bardzo rozległych jeziorach, w których wyraźnie zaznacza się działalność pływowa, pojawiają się także prądy denne, wywołane pływami i wiatrami. Prądy takie były przedmiotem szczegółowych badań w obszarach płytkich szelfów (Johnson H.D. 1978). Ich prędkości dochodziły do 1m/s. Przeciętna prędkość trakcyjnych prądów w jeziorach nie przekracza 30 cm/s, zazwyczaj zaś jest znacznie mniejsza. Prądy trakcyjne mogą powstawać wskutek pulsacji pływającego czoła lodu aktywnego. Bardzo silne prądy trakcyjne wzbudzone bywają czynnikami endogenicznymi (wstrząsy sejsmiczne, zrzuty podłoża wzdłuż uskoku). Są także bardzo powszechne w jeziorach supraglacjalnych, gdzie analogiczną do tektoniki rolę odgrywa wytapiający się w podłożu lód

łodowcowy. Prądy trakcyjne w jeziorach supraglacialnych oraz zlokalizowanych w strefach tektonicznie aktywnych osiągają prędkości porównywalne do stwierdzonych w środowisku glacialnym, a więc rzędu 10 – 50 cm/s (Gill 1973; Clark D.L. et al. 1980; Orheim, Elverhoi 1981; Anderson et al. 1982). Stwierdziłem to w osadach odkrywek okolic Jarosława, na Dolnym Śląsku oraz w strefie rowu Kleszczowa.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Prądy trakcyjne, choć zazwyczaj oddziałują na podłoże powierzchniowo, mogą, w wielu specyficznych przypadkach, głównie uwarunkowanych rzeźbą basenu, oddziaływać również linijnie. Eyles C.H. et al. (1985) sugeruje nawet, że soczewkowaty, poprzeczny przekrój ogniw deponowanych przez te prądy (ang. *channelised geometry*) jest ich cechą diagnostyczną. Podkreśla jednak równocześnie, że miąższość takich ogniw jest niezmiernie mała w porównaniu z zasięgiem poziomym. Klasyczne przykłady osadów opisane były przez Mialla (1983, 1985) z proterozoicznej formacji Gowganda (Ontario). Osady prądów trakcyjnych występują dość powszechnie we wszystkich zbiornikach glacialimicznych. Swym oddziaływaniem obejmują zazwyczaj całą powierzchnię dna zbiornika, jakkolwiek największą aktywność wykazują w najdalszych odcinkach stref proksymalnych i najbliższych źródłu zasilania odcinkach obszarów dystalnych. Odpowiada to tzw. "strefie intermedialnej" wg Mertty (1978), jakkolwiek przytoczony tu termin jest, w sensie słotwórczym, całkowitym nieporozumieniem.

Dość charakterystyczna jest pozycja osadów prądów trakcyjnych w sekwencjach środkowych i dolnych odcinków stożków subakwalnych. Otóż często przykrywają one cykle subakwalnej depozycji korytowej, wykraczając poza nie obocznie. Fakt ten sugeruje, że większość oddzielnych, pulsacyjnych, subakwalnych spustów wód ablacyjnych kończy się przepływem zbliżonym do normalnej powodzi. Przypuszcza się więc, że końcowa część takich pulsacji odpowiada niemal idealnie warunkom oddziaływania typowych prądów trakcyjnych. Podobne zresztą zjawiska obserwuje się w klasycznych sekwencjach Boumy (ogniwo c warstwy turbidytowej) – (Ashley 1975, 1979; Shaw 1977; Shaw, Archer 1978, 1979 i inni).

WYKSZTAŁCENIE LITOFACJALNE

Wykształcenie litofacjalne osadów subakwalnych prądów trakcyjnych bywa bardzo zmienne. Współwystępowanie zaś ich z osadami turbidytowymi oraz zawieszin "pelagicznych", także napławianych sedymentów wytopiskowych powoduje często znaczne skomplikowanie sekwencji, a tym samym niekiedy poważne trudności interpretacyjne.

W zależności od energetyki środowiska oraz strefy depozycji dominują litofacje żwirowo-piaszczyste, piaszczyste lub diamiktyczne. Żwirowe prądy trak-

cyjne deponują zazwyczaj osady masywne z imbrykacją, ewentualnie niskokątowe zestawy rynnowych warstwowań przekątnych. Nieco słabsze prądy piaszczysto-żwirowe powodują akumulację subhoryzontalnych lub dystalnie pochyłonych ogniów o uziarnieniu frakcyjnym normalnym lub, rzadziej, odwróconym. Oznacza to, że te prądy wywołują ruch osadu, zwany dywanem trakcyjnym (ang. *traction carpet*), czasem zbliżony do tego, jaki obserwuje się w warunkach subakwalnych spływów kolizyjnych.

Piaszczyste prądy trakcyjne są w przewodzie niskoenergetyczne. Deponują one ogniwa o strukturze riplemarkowej oraz średniej i małej skali zestawy tabularnych i rynnowych warstwowań przekątnych.

W niewielkich, niskoenergetycznych, proglacialnych zbiornikach można często obserwować mułowe prądy trakcyjne wśród typowych laminatów "pelagicznych". Wiele przykładów takich słabych prądów obserwowałem w osadach zastoiska Widawki, na terenie rowu Kleszczowa (patrz rozdział interpretacyjny).

Bardzo ciekawą odmianą tych osadów są tzw. diamiktyty trakcyjne. Są one najczęściej warstwowane. Warstwowanie jest w nich efektem przemywania powierzchniowego, typowego także dla stropów sekwencji spływów kohezyjnych (Postma 1984b). W diamiktytach tego rodzaju pojawiają się również riplemarki (rozdział interpretacyjny).

MECHANIZM I PRZEBIEG DEPOZYCJI

Warunkiem powstania osadów prądów trakcyjnych jest uruchomienie materiału zalegającego już w dnie jeziora. Aby poderwać cząstki pyłowe i ilowe z kohezyjnego zbiornika, niezbędny jest przepływ prądu o szybkości 45–60 cm/s (Orheim, Elverhoi 1981). Poruszenie cząstek piaszczystych po dnie zbudowanym z piasku wymaga prędkości blisko dziesięciokrotnie mniejszych.

Mechanizm depozycji osadów riplemarkowych, osadów o subhoryzontalnej lub pochyłonej laminacji albo też małej lub średniej skali zestawów tabularnych i rynnowych warstwowania przekątnego może tu być interpretowany identycznie jak w systemie fluwialnym. Wymienione struktury reprezentują poszczególne stadia zaniku prądu, zależne przede wszystkim od rzeźby dna i charakteru przepływu prądu. Prądy silnie zlokalizowane, a więc ograniczone do wyraźnie wziętych stref korytowych, deponują zazwyczaj agraacyjne zestawy warstwowań przekątnych. Stadia końcowego zaniku prądów odpowiadają depozycji riplemarkowej lub osadom laminowanym.

Nieco bardziej złożona jest interpretacja struktury osadów diamiktycznych, opracowana głównie na podstawie różnorodnych studiów sedymentów morskich (również glacialmorskich). Jak wykazują badania Orheima i Elverhoi (1981), silne prądy trakcyjne z łatwością uruchamiają kohezyjne dno zbiornika, unosząc cząstki w niskim zawieszeniu i przemieszczając je, niekiedy na znaczne odległości. Efektem takiego procesu może być powierzchniowe zubożenie niektórych diamiktytów o frakcje drobne, co często bywa mylnie interpretowane jako przypowierzchniowe, odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Jest to selektywnie działający mechanizm depozycyjny zwany "przemycaniem" (ang.

winnowing), w efekcie którego powstają warstwowane żwirowo-mułowo-piaszczyste diamiktyty, zwane przez Andersona et al. (1982) *paratills* (Postma 1979, 1984a, 1984b). Ten typ osadów prądów trakcyjnych jest powszechny w rozległych zbiornikach o znacznej głębokości. Osady te rozpoznano w płytkich strefach szelfu antarktycznego (Anderson et al. 1980, 1984) – (rozdział na temat subakwalnych spływów grawitacyjnych).

W obszarach, w których prądy denne mają niewielkie prędkości, uprzednio uruchomione drobne cząstki z chwilą zaniku prądu bywają deponowane. Powstają wówczas specyficzne diamiktyty wzbogacone we frakcję pyłową (tzw. ang. *compound paratills*, Ruddiman, Bowels 1976; Anderson et al. 1982).

Zmiany intensywności przepływu prądów trakcyjnych prowadzą do powstawania laminowanych odmian wytopiskowych, napławianych mułów (Anderson et al. 1979, 1982, 1983b; Eyles C. H. et al. 1985; Miall 1985).

INTERPRETACJA STANOWISK

Liczne udokumentowane przykłady osadów deponowanych przez subakwalne prądy trakcyjne pozwalają na zilustrowanie ich w profilu całego teoretycznego, rozległego zbiornika o wyraźnie zróżnicowanych strefach depozycyjnych (rys. 19). Część osadów związanych z działalnością prądów trakcyjnych w obrębie stożków subakwalnych ilustrują fot. 9 – 12. Osady prądów trakcyjnych dna basenów oraz strefy prodeltowej przedstawiono na fot. 13 – 19.

W proksymalnych odcinkach stożków subakwalnych osady prądów trakcyjnych spotyka się rzadko z dwu przyczyn. Po pierwsze, są to osady drobnofrakcyjne (piaski, muły), więc ich potencjał fosylizacji w tak wysokoenergetycznym środowisku jest znikomy. Po drugie, nie zawsze dochodzi tu do ich depozycji, gdyż często większość drobnofrakcyjnej dostawy wydostaje się z najsilniejszym, pierwszym wypływem wód ablacyjnych i przenoszona jest w głąb zbiornika. W tym środowisku bowiem osady prądów trakcyjnych powstają tylko wówczas, gdy na końcu pulsacyjnego wypływu z lodu wyniesiony zostanie materiał drobnoziarnisty, którego strumień wód wytopiskowych nie zdoła przetransportować daleko. To, w jaki sposób przebiega dostawa w czasie kolejnych spustów, uwarunkowane jest rozmieszczeniem detrytusów glacialnego w lodzie i sposobem wytapiania. Osady zanikających "subakwalnych powodzi", czyli prądów trakcyjnych na proksymalnym stożku, ilustruje fot. 9a – ogniwo 3 (rys. 19 – punkt 1).

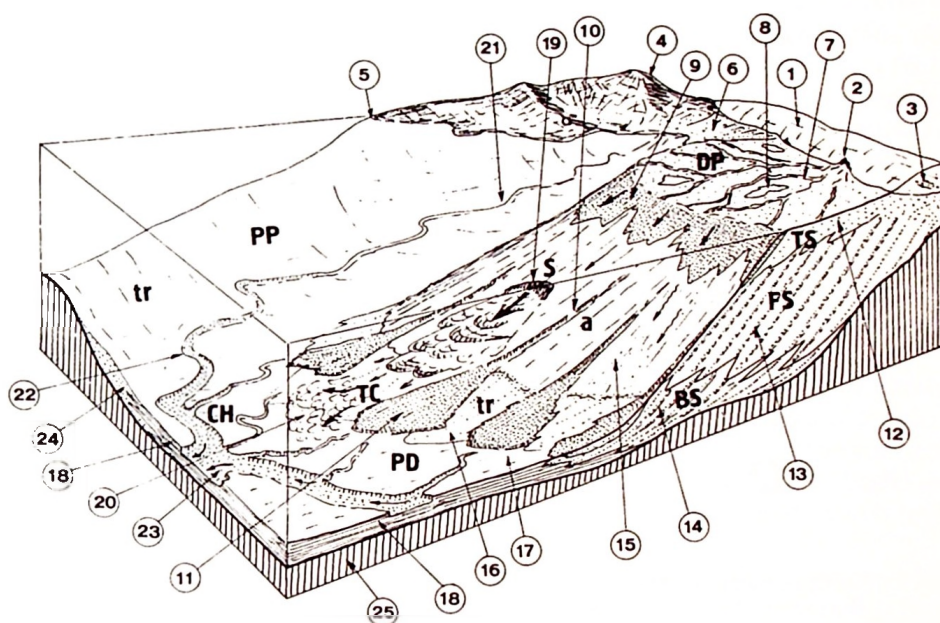
W strefie środkowej subakwalnego stożka ilość piaszczystych osadów prądów trakcyjnych wzrasta. Pokrywają one całą powierzchnię stożka pomiędzy głęboko nieraz wciętymi korytami w formie płaskorównoległych wielozestawów warstwowań poziomych lub cienkich warstewek o strukturze masywnej odpowiadających najczęściej fazie płaskiego, ruchomego dna, górnego ustroju przepływu (fot. 11b – jasne smugi piaszczyste w obrębie ogniwa 3). Charakterystyczne jest, że w obszarach pozakorytowych na subakwalnych stożkach brak jest wielozestawów agradacyjnych warstwowań riplemarkowych. Podobne

zjawisko charakteryzuje subarealne stożki glacyfluwalne. Fakt ten tłumaczyć można szybkim przejściem w obszarach pozakorytowych z fazy miecenia do fazy płaskiego dna dolnego ustroju przepływu, podczas gdy faza riplemarkowa rozwija się w czasie zaniania fali "powodziowej" w korytach (rys. 19 – punkt 2 i 3). Na środkowym stożku faza płaskiego dna dolnego ustroju przepływu wyraża się przede wszystkim smugowaniem osadów opadających z zawiesiny poprzez ruchomą warstwę przyścienną (fot. 11 i 12, rys. 19 – punkt 4).

W obszarach dystalnych na subakwalnych stożkach obraz osadów prądów trakcyjnych jest zbliżony do opisanego dla stref środkowych, z tym że uziarnienie ognii zmienia się na drobniejsze (fot. 12a, b – ogniwo 2). Wzrasta udział osadu deponowanego w fazie płaskiego dna dolnego ustroju przepływu oraz pojawiają się agradacyjne riplemarki. Obszar ten pod względem hydrodynamicznym wykazuje wiele podobieństw do strefy prodeltowej (fot. 13, 14, rys. 19 – punkt 5, rys. 19 – punkt 6, 7).

Osady prądów trakcyjnych strefy prodeltowej obserwowałem w rowie Kleszczowa, w sekwencji glacialnej związanej ze zlodowceniem południowopolskim (*sensu lato*). Sedymentację z prądów trakcyjnych reprezentują wielozestawy agradacyjnych riplemarków, przechodzących (w cyklach) w laminację fałistą (fot. 13 i 14, rys. 19 – punkty 6 i 7).

Osady prodeltowych prądów trakcyjnych tworzą zazwyczaj nagromadzenia u wylotu koryt, rozcinających foresetowy skłon delty (rys. 20). Nagromadzenia te mają kształt stożków lub płaskich stożkowych łobów, których większa i regularnie rozmieszczona ilość tworzy czasami zwarty pierścień u podnóża skłonu deltowego. Noszą one nazwę stożków prodeltowych (ang. *prodeltaic fan*, a także: *prodeltaic sand*, *prodeltaic bars*). Prezentowany na fot. 13 przykład sekwencji stożka prodeltowego pochodzi z proglacialnego rozległego zbiornika. Prodeltowe cykle depozycyjne osiągają tu przeciętną miąższość 1 – 1,5 m. Każdy cykl zwieńcza zespół lamin ilastych (fot. 13a – ogniwo 1) odpowiadający okresowi zimowej depozycji parapelagicznej. W sekwencji przedstawionej na fot. 13a widzimy jednak, w około 7-metrowej ścianie odsłonięcia, tylko około 2,5 cyklu. Dolny pełny cykl (I – I) uznać można za typowy. W spągu występują agradacyjne riplemarki (litofacja Sr) przechodzące ku górze w muły poziomo laminowane. Ten odcinek reprezentuje dystalne partie stożka prodeltowego. Poziomo laminowane muły (litofacja Fh) to efekt depozycji zawieszin parapelagicznych oraz słabnących prądów trakcyjnych. Górną część cyklu tworzy około 40 cm miąższości warstwa mułowo-piaszczysta o strukturze masywnej (litofacja Fm). W spągu obserwowałem zniszczone porwaki i rozwleczenia piasków. Warstwę tę można interpretować jako osad grawitacyjnego spływu w obrębie prodelty (rozdział o osadach subakwalnych spływów grawitacyjnych). W jej stropie nie stwierdzono jakiegokolwiek przeróbki prądowej. Zaobserwowano za to bezpośrednie stopniowe przejście do osadu ilastego depozycji parapelagicznej. Ponadto zachowanie rozwleczonych fragmentów piasków świadczy o względnie spokojnym przebiegu procesu spływowego. Cykl następny jest znacznie bardziej złożony. Prócz spągowego wielozestawu riplemarkowego oraz wyżej ległych osadów spływowych widoczne są dwa miąższe ogniwa (fot. 13a – ogniwo 2 oraz wskazane strzałką, a przedsta-

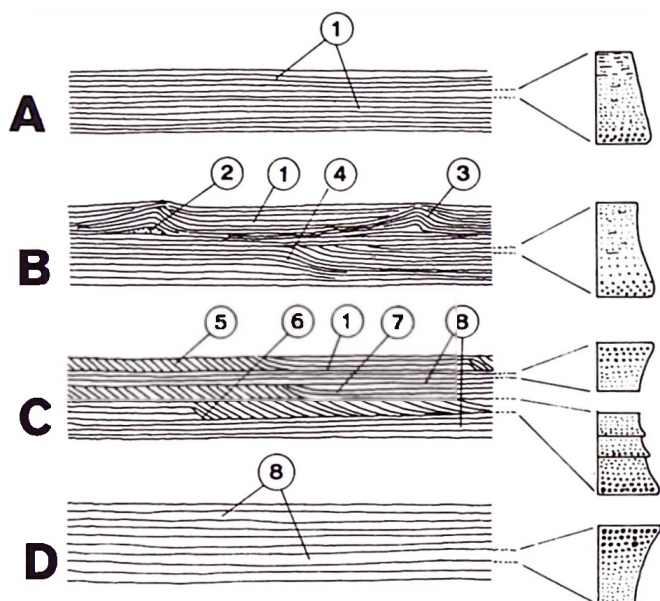


Rys. 20. Środowiskowy model delty proglacialnej i jej elementów: stożków prodełtowych, koryt foresetowych i nasypów przyujściowych.

DP – równina deltowa; TS – górny człon delty; FS – środkowy człon delty; BS – dolny człon delty; PD – prodelta; CH – koryta subakwalne; PP – depozycja parapelagiczna; TC – prąd turbidytowy; a – lawinowe osypywanie ziaren; tr – trakcja; S – osuwanie i ześlizgiwanie. Objaśnienia szczegółowe: 1 – lód aktywny; 2 – subarealne wrota lodowcowe; 3 – linie płynięcia w lodzie; 4 – obszar nie objęty zlodowaceniem i nunatak; 5 – poziom wody w jeziorze; 6 – równina glacialfluwalna; 7 – koryta rozprzodające; 8 – jeziora na równi deltowej; 9 – nasypy przyujściowe; 10 – koryta foresetowe; 11 – stożki prodełtowe; 12 – osady górnego członu delty; 13 – osady foresetowe z liniami rocznego przyrostu; 14 – cykle dolnego członu delty; 15 – osady lawinowego osypywania ziaren; 16 – osady trakcyjne dolnego członu delty; 17 – równina strefy prodełtowej; 18 – laminity strefy prodełtowej; 19 – niższe osuwiskowe; 20 – turbidity wywołane osuwaniem; 21 – koryta subakwalne osi drenażu poza główną strefą zasilania zbiornika; 22 – erozyjne krawędzie koryt w obszarach urozmaiconej rzeźby dna; 23 – połączenie koryt w główną oś drenażu dna zbiornika; 24 – subakwalne osady stokowe; 25 – podłoże.

Environmental model of proglacial delta. The situation of prodeltaic fans bars, foreset channels as well as distributary mouth bars are explained.

DP – delta plain; TS – deltaic topsets; FS – deltaic foresets; BS – deltaic bottomsets; PD – prodelta plain; CH – subaqueous channels; PP – parapelagic deposition; TC – turbidity currents; a – avallanching; tr – traction; S – slumping and silding. Detailed explanations: 1 – active ice; 2 – subaerial tunnel mouth; 3 – flow lines within the ice; 4 – nunataks and glacier foreland; 5 – lake water level; 6 – glacialfluval plain; 7 – distributary channels; 8 – delta-plain lakes; 9 – distributary mouth bars; 10 – foreset channels; 11 – prodeltaic fans; 12 – topsets; 13 – foreset deposits with yearly accretion; 14 – bottomset cycles; 15 – avallanche foreset deposits; 16 – traction current deposits of bottomsets; 17 – prodeltaic plain; 18 – prodelta-plain laminities; 19 – slump margins; 20 – turbidites induced by slumping; 21 – subaqueous channels of the drainage axis from the area out of the main input zone; 22 – erosional channel banks in areas of differentiated bottom relief; 23 – the beginning of the main drainage axis of the lake bottom in front of delta; 24 – subaqueous slope deposits; 25 – substratum.



Rys. 2l. Podstawowe typy struktur prądowych w centralnej części zbiornika glacialimnicznego (ilustracja schematyczna).

A – laminacja pozioma dolnego płaskiego dna; B – izolowane struktury migrujących lub stacjonarnych riplemarków; C – mikrozeszawy tabularnych warstwowań przekątnych; D – laminacja pozioma górnego płaskiego dna. Siła prądu wzrasta od A do D. Objaśnienia cyfrowe: 1 – laminy o normalnym uziarnieniu frakcyjnym; 2 – nagromadzenia grubszych ziaren lub poprzeczny grzbiet; 3 – zestaw foresetowy riplemarków; 4 – zestaw foresetowy wypełniający depresje; 5 – laminy warstwowane przekątnie; 6 – erozyjne krawędzie; 7 – wypełnienie; 8 – laminy o odwróconym warstwowaniu frakcyjnym.

Basic traction current structures within central glacialacustrine basin plain (schematic illustration).

A – horizontal lamination of lower plane bed; B – isolated migrating or stationary ripples; C – microscale cross stratified tabular sets; D – horizontal lamination of upper plane bed. Flow energy increases from A to D. Explanation of numbers: 1 – normally graded laminae; 2 – transverse coarser grained ribs or other depositional obstacles; 3 – foresets of single ripple; 4 – foreset filling depression; 5 – cross stratified laminae; 6 – erosional margins; 7 – infilling; 8 – reversely graded laminae.

wione w deltach na fot. 13b), których brak w cyklu poprzednim. Ogniwu 2 to poziom deformacyjny, obejmujący swym zasięgiem cały basen depozycyjny. Jest to poziom niedostatecznego warstwowania gęstościowego. Do deformacji doszło prawdopodobnie wskutek zadziałania bodźca o randze regionalnej (zbiornik miał bowiem około 30 km² powierzchni). Mógł nim być wstrząs tektoniczny. Pociągnął on za sobą awans delty oraz depozycję stożków prodeltowych w analizowanym tu profilu. Typową sekwencję takiego stożka ilustruje fot. 13b.

Sekwencję tę rozpoczyna warstwa riplemarków wstecznych (ogniwu 3) – ang. *back-flow ripples*; *back-set ripples* – typowych jeszcze dla dystalnych

części stożka prodełtowego (rys. 20). Powyżej zalega masywna warstwa mułu z płatami deformacyjnymi (ang. *deformation slabs*), reprezentująca kolejny spływ kohezyjny (ogniwo 4). Właściwa depozycja osadów trakcyjnych, budujących osiową część stożka prodełtowego, zaczyna się od ogniwa 5, zbudowanego z agradacyjnych riplemarków. Ogniwo 6 to spływ kolizyjny lub faza miecenia o charakterze dywanu trakcyjnego, który w dobrze wysortowanym materiale dał efekt podobny do spływu kolizyjnego. Za drugą interpretacją przemawia również niski kąt wspinania riplemarków w podstawie bezpośrednio nadległego ogniwa 7. Ogniwo to przedstawia sekwencję zanikanla pulsacyjnej dostawy i słabnięcia prądu trakcyjnego: stopniowy wzrost kąta wspinania riplemarków i przejście do laminacji falistej, zdominowanej w stropie swobodną depozycją z zawiesiny. Ogniwo 8 reprezentuje szereg cykli charakterystycznych dla proksymalnych części stożka prodełtowego. Cykle te są zwykle tylko dwudzielne, złożone w spągu z osadu spływu (najczęściej kolizyjnego) oraz z warstwy poziomo laminowanych (przy przeróbce prądowej w fazie płaskiego dna dolnego ustroju przepływu) lub masywnych mułów (depozycja parapelagiczna).

Fotografia 14 ilustruje klasycznie wykształcone, dystalne osady prodełtowe (ang. *distal prodeltaic bottomsets*). Osady prądów trakcyjnych są tu reprezentowane przez bądź dystalne, czołowe fragmenty stożków prodełtowych (fot. 14a – ogniwo 3, fot. 13a – dolna część cykli i fot. 13b – ogniwo 3), bądź też przez słabe prądy trakcyjne, poza strefą depozycji stożków prodełtowych (rys. 19 – punkt 7, rys. 20, fot. 14b – ogniwa 5 i 6).

Na przedpolu subakwalnych stożków (fot. 15a – strefa facjalna porównywalna z prodełtową; rys. 19 – punkt 8), osady prądów trakcyjnych, oddziałujących powierzchniowo, wykształcone bywają często w postaci lamin piaszczystych lub warstewek zbudowanych z pojedynczych, migrujących riplemarków (fot. 15 – ogniwa 1 i 2).

W niewielkich zbiornikach, w których zazwyczaj działają słabe prądy trakcyjne, ich świadectwem bywa prądowo zmodyfikowana laminacja falista (fot. 16b – ogniwo 3, fot. 16a – ogniwa 3 i 4). Wyjątkowe, silne prądy denne deponują cienkie wielozestawy riplemarkowe o bardzo niskim kącie wspinania (fot. 16a – ogniwo 2, fot. 16b – ogniwo 2). Występują one zwykle w spągu sekwencji glacialimnicznych i pochodzą z początkowych etapów wypełniania zbiorników.

Jeszcze inaczej wyglądają osady prądów trakcyjnych w centralnych częściach rozległych basenów glacialimnicznych (rys. 19 – punkt 9, fot. 17 i 18). Obserwowałem je w sekwencji warciańskich warwitów proglacialnych (zastoisko Widadki) w rowie Kleszczowa. Depozycję z prądów trakcyjnych reprezentują tu płaskorównoległe zestawy mikroskalowych, przekątnych warstwowań tabularnych, laminacja pozioma oraz struktury riplemarkowe o bardzo ciekawym wykształceniu i złożonej genezie (rys. 21). Rozpatrywana strefa jeziora jest równocześnie obszarem oddziaływania prądów turbidytowych oraz depozycji parapelagicznej.

Płaskorównoległe zestawy mikroskalowych, przekątnych warstwowań tabularnych, do złudzenia przypominające migrujące odsypy poprzeczne w korytach błędzących, o miąższości 3 – 4 mm (fot. 17b – strzałka), to prawdopodobnie izolowane, małe, szybko migrujące riplemarki. Powstają one w wyniku

oderwania zawirowaniem prądu trakcyjnego od dna (Allen 1982).

Prądowa laminacja pozioma występuje tu w dwu odmianach (fot. 18 – ogniwo 4 oraz ogniwo 6 i 8). Odmiana pierwsza to faza płaskiego dna, dolnego ustroju przepływu. Odpowiada bardzo słabemu prądowi modyfikującemu materiał opadający z zawiesiny (fot. 18a – ogniwo 4). Odmiana druga odpowiada fazie płaskiego, ruchomego dna. Świadczy o tym odwrócone uziarnienie frakcyjne (fot. 18a, b – ogniwo 6), powstające w efekcie mieczonego prądem dywanika trakcyjnego. Jest to najwyższej energetyczna odmiana osadów dystalnych prądów trakcyjnych.

Struktury riplemarkowe (fot. 17a – ogniwo 4, fot. 18a, b – ogniwo 5) powstają poprzez załamanie laminacji uformowanej przez bardzo słaby prąd w dolnym ustroju przepływu. Ich zasięg jest bardzo mały, nie może więc być mowy o tym, iż riplemarki są bezpośrednim wynikiem przyspieszenia przepływu. Moim zdaniem, ich rozwój zaczyna się od przydenne go zawirowania, powodującego strefowe wahamownie słabego prądu trakcyjnego i powstanie grzbieciku poprzecznego do kierunku jego przepływu. Takie zawirowanie może powstać przy zderzeniu prostopadłe przemieszczających się prądów dennych. Dalszy spokojny przepływ prądu głównego powoduje dystalne osypywanie ziaren z grzbietu i uformowanie foresetowego mikrozesławu. Jest to więc względne przyspieszenie przepływu, ale na bardzo krótkim, kilkunastocentymetrowym odcinku (fot. 17a). Tak uformowany riplemark ponownie bowiem przechodzi dystalnie w laminację poziomą. Pomiędzy riplemarkami tu opisanymi a mikrozesławami płaskorównoległych, tabularnych warstwowań przekątnych istnieje szereg form pośrednich (fot. 17b – ogniwo 4).

W najdalszych, najspokojniejszych częściach zbiornika (rys. 19 – punkt 10) również oddziałują prądy trakcyjne. Zaznaczają się głównie w osadach mułowych (fot. 19a – ogniwo 2). W wyjątkowych sytuacjach w tej strefie depozycyjnej pojawiają się osady piaszczyste (fot. 19b – ogniwo 1 i 4). Wypełniają one najczęściej płytkie (około 2 – 5 m głębokości) "korytka". Mogą one przyjmować wówczas strukturę foresetowych zestawów tabularnych (fot. 19b – ogniwo 4) lub też laminacji poziomej (fot. 19b – ogniwo 1). Osady tego typu w strefie dystalnej są zwykle allochtoniczne. Przynoszone są bądź poprzez napławianie z brył lodowych, bądź też przez wyjątkowo silne turbidyty. W strefie rowu Kleszczowa są najczęściej świadectwem niepokoju tektonicznego.

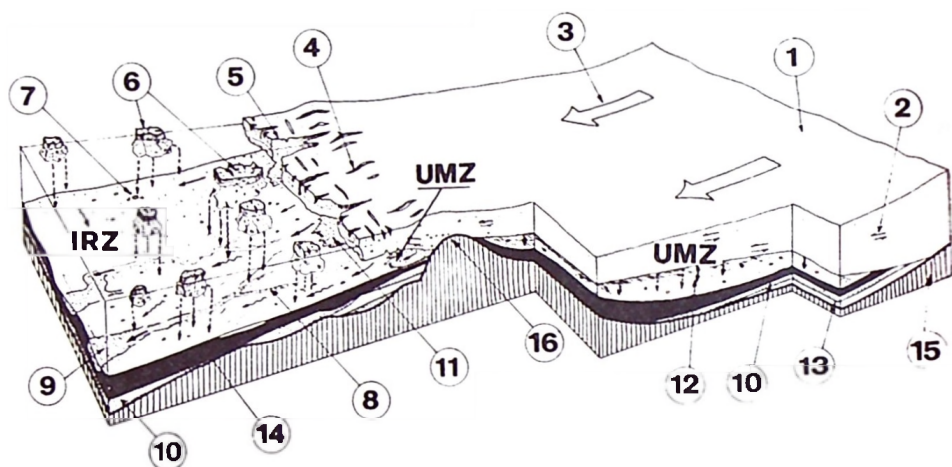
NAPŁAWIANE OSADY WYTOPISKOWE

Napławiane osady wytopiskowe charakterystyczne są dla jezior terminoglacjalnych. Tworzą się one poprzez wytapianie lodu glacialnego, bezpośrednio w wodach jeziora. Ich charakterystyka opracowana została na przykładach czwartorzędowych, trzeciorzędowych, paleozoicznych i prekambryjskich sekwencji glacialnych, a także na podstawie studiów środowisk współczesnych (Gadd 1971; Edwards 1978; Anderson et al. 1980, 1984; Gilbert 1983; Miall 1983; Visser 1983; Domack 1984; Fortuin 1984; Eyles C.H., Eyles N. 1984; Mc Cabe et al. 1984, 1987; Eyles C.H. et al. 1985; Dowdeswell 1987; Benn, Dawson 1987; Visser, Looock 1987). Literatura dotycząca tego tematu jest bardzo obszerna.

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Terminoglacjalna sedymentacja wytopiskowa poprzez napławianie detrytus glacialnego do zbiornika jest zwykle bardzo intensywna. Intensywność depozycji powoduje, że osad, niemal natychmiast po złożeniu, może ulegać przemieszczeniom. Przyczyną jest ogromna niestabilność "świeżych", subakwalnych pokryw oraz zróżnicowanie rzeźby dna basenu. Działają więc intensywnie subakwalne ruchy mas. Częstym zjawiskiem bywa więc zazębienie się typowych osadów napławianych z łobami spływowymi, zbudowanymi dokładnie z tego samego materiału osadowego.

W warunkach jezior terminoglacjalnych istnieją dwie sytuacje, w których intensywnie rozwija się depozycja napławianych osadów wytopiskowych (rys. 22). Pierwsza występuje w warunkach istnienia lodu szelfowego, pływającego po wodach jeziora. Stopa lodu ulega stałemu subakwalnemu wytapianiu (ang. *undermelting*) przez cały rok (Domack 1982). Sytuacja druga – to typowe napławianie osadu z dryfujących po wodach jeziora brył lodowych (ang. *ice-rafting sensu stricto*) (Mc Cabe et al. 1984; Eyles C.H. et al. 1985). Subakwalne wytapianie lodu szelfowego powoduje grawitacyjne opadanie cząstek detrytycznych na dno (ang. *fall-out deposition*). Ten typ sedymentacji często określany jest mianem "namywu" (ang. *rain-out deposition*). W bardzo



Rys. 22. Model subakwalnego wytapiania lodu szelfowego oraz napławiania detrytusu wytopiskowego (częściowo na podstawie Eyles N. ed 1983).

UMZ – strefa subakwalnego wytapiania lodu szelfowego; IRZ – strefa napławiania wytopiskowego detrytusu glacialnego. Objasnienia szczególowe: 1 – lód aktywny; 2 – linie płynięcia w lodzie; 3 – kierunek ruchu w lodzie; 4 – krewasy powierzchniowe; 5 – krewasy brzeżne na szelfie; 6 – góry lodowe; 7 – napławiony detrytus glacialny; 8 – subakwalne koryta; 9 – subakwalne osady korytowe otwartego zbiornika; 10 – osady stożków subakwalnych; 11 – stożki subakwalne; 12 – napławianie detrytusu w warunkach subglacialnych; 13 – diamiktyty typu lodgement; 14 – diamiktyty z napławiania; 15 – podłoże.

The model of ice shelf undermelting and ice rafting. Partly based on Eyles N. ed (1983).

UMZ – undermelting zone; IRZ – ice rafting zone. Detailed explanations: 1 – active ice; 2 – flow lines within the ice; 3 – ice flow direction; 4 – surficial crevasses; 5 – marginal crevasses; 6 – ice-bergs; 7 – ice rafted detritus; 8 – subaqueous channels; 9 – subaqueous channel deposits of opened basin plain; 10 – subaqueous fan deposits; 11 – subaqueous fans; 12 – undermelting in subglacial conditions; 13 – lodgement diamicts; 14 – IRD diamicts; 15 – substratum.

dużych i głębokich jeziorach tempo takiej depozycji bywa ogromne. Przykłady ze środowiska glaciomorskiego donoszą o tempie rzędu 3750 – 4410 m/Ka (Molina 1979; Powell 1981)(tab. 4).

W glacialimicznych proksymalnych subsródowniskach, gdzie rozwija się napławianie z dryfujących brył lodu oderwanego od pływającego, aktywnego czoła, tempo akumulacji jest znacznie mniejsze. Odpowiednie dane ze środowisk glaciomorskich donoszą o wartościach nie przekraczających 1000 m/Ka (Hoskin, Burrell 1972; Elverhoi et al. 1983), przy mniejszej zaś aktywności czoła lodu, nawet rzędu 2 – 35 m/Ka (Richards 1976; Molnia, Carlson 1978; Elverhoi et al. 1983). Depozycja z dryfujących brył lodowych charakteryzuje się cyklem rocznym. Zimą, gdy tafla jeziora zamarza, proces niemal zamiera, a przynajmniej słabnie w stopniu umożliwiającym identyfikację tego okresu w sekwencjach.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZSTRZENIENIE

Napławiane osady wytopiskowe występują w formie szeroko rozprzestrzenionych pokryw. Pokrywy te dobrze maskują zróżnicowaną rzeźbę podłoża: w zagłębieniach osiągają znaczne miąższości, kulminacje pokrywając cienką warstwą. Bardzo skutecznie wyrównują one dno jeziora.

Rozprzestrzenienie tych osadów w zbiorniku jest uzależnione przede wszystkim od charakteru i intensywności dostawy wód ablacyjnych, a także pośrednio, od rzeźby dna, gdyż ta istotnie wpływa na cyrkulację wód w zbiorniku. Gdy powierzchniowa cyrkulacja wód w jeziorze jest słaba, a supraglacialny spływ wód ablacyjnych niezbyt intensywny, napławiane osady wytopiskowe mają największe rozprzestrzenienie. Mogą one pojawiać się nawet tuż przy wylotach subakwalnych wrót lodowcowych, chociaż nie są one z reguły uznawane za najbardziej proksymalną odmianę sedymentów. Jeżeli powierzchniowa cyrkulacja wód w strefie proksymalnej zbiornika jest silna za sprawą intensywnego powierzchniowego dopływu ablacyjnego, wokół czoła aktywnego, płynącego lodu formuje się pas względnie czystych wód. Oderwane kry gromadzą się i dryfują w pewnej odległości, zwykle tam, gdzie prądy powierzchniowe słabną (Miall 1983; Visser 1983; Anderson et al. 1984; Fortuin 1984; McCabe et al. 1984, 1986, 1987; Eyles C.H. et al. 1985; Benn, Dawson 1987).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA ORAZ CECHY TEKSTURALNE

Napławiane osady wytopiskowe to masywne w przewodzie drobnofrakcyjne diamiktyty (fot. 20). Domieszka dużych klastów jest w nich zmienna i uwarunkowana dynamiką ablacji, prędkością i charakterem ruchu lodu szelfowego oraz intensywnością erozji lodowcowej w sąsiedztwie zbiornika. Jest więc ona także zależna od budowy geologicznej podłoża w okolicach jeziora. Duże klasty, opadając na dno, mogą wywoływać pionowe ruchy mas osadu o ograniczonym, poziomym zasięgu. Powstają więc często struktury deformacyjne zbliżone do struktur grzeźnięcia, identyfikujące tzw. *drop-stones* w osadzie (Miall 1983; Eyles C.H., Eyles N. 1984; Thomas, Summers 1984; Thomas, Connell 1985). Generalnie jednak, deformacje mają niewielki udział w stosunku do masy osadu (Visser, Loock 1987). Napławiane osady wytopiskowe, w warunkach dużej intensywności depozycji, mogą stanowić do 20% masy osadów zbiornika terminoglacjalnego (Anderson et al. 1984). Oznacza to, że inne procesy sedymentacyjne, jak depozycja z prądów trakcyjnych w korytach subakwalnych czy subakwalnych spływów masowych, zazwyczaj dominują. Istotne w tym miejscu wydaje się podkreślenie, że subakwalne ruchy mas, głównie spływy, potrafią znacznie zmienić obraz litofacjalny diamiktytów typu *ice-rafted*. Pojawiają się w nich smugi, cienie, a nawet lokalnie, laminacja, którą określam mianem "wtórnej laminacji deformacyjnej" (Brodzikowski, Van Loon 1980, 1983, 1991; Brodzikowski 1982, 1984). Pod względem teksturalnym, wytopiskowe diamiktyty z napła-

wiania, charakteryzuje pełna reprezentacja frakcji, od ilowej do głazowej. Większe klasty mają typowe rysy z fazy transportu glacialnego (Visser, Looock 1987). Kształt klastów jest przeważnie nieregularny, ostrokrawędzisty. Obtoczone ziarna są rzadkie, podobnie, jak wyraźnie spłaszczone. Niekiedy diamiktyty te strefowo wykazują pewną gradację uziarnienia, jakkolwiek proces depozycji nie sprzyja temu. Generalnie są to osady zupełnie masywne, o bardzo silnym rozproszeniu większych klastów. Wysortowanie materiału jest ogólnie złe, jakkolwiek zależne od budowy geologicznej obszaru źródłowego (Benn, Dawson 1987).

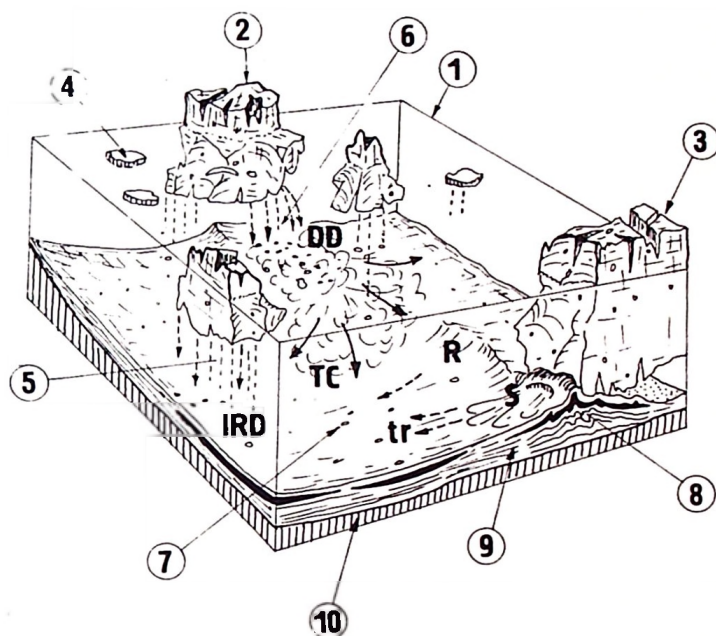
MECHANIZM I PRZEBIEG DEPOZYCJI

Mechanizm i przebieg depozycji jest tu bardzo prosty. Polega on na grawitacyjnym opadaniu, sukcesywnie wytapianych cząstek detrytusu mineralnego, z pływającego po zbiorniku lodu lodowcowego. Istnieją jednak tendencje różnicowania przebiegu tego procesu (Thomas, Summers 1984; Thomas, Connell 1985). Rozróżnia się bowiem na podstawie zespołów towarzyszących struktur deformacyjnych, proces opadania wytopionych, rozproszonych zawieszin drobnofrakcyjnych, opadanie pojedynczych głazików (*drop stones*) oraz uwalnianie najczęściej poprzez spływ lub osuwanie od razu dużych mas detrytusu, wytopionych bądź z wypełnionych osadem pierwotnych tuneli czy próżni w dryfujących po jeziorze blokach lodowych, bądź nagromadzonych w nadwodnej części, brył osadów, wytopionych subarealnie (ang. *dump-deposits*) (rys. 23).

INTERPRETACJA STANOWISK

Proksymalne obszary jezior terminoglacialnych często gromadzą wielkie ilości napławianych osadów wytopiskowych. Przykłady mięjszych sekwencji IRD (skrót ang. Ice-Rafted-Debris) obserwowałem w okolicach Williams Lake, w rozcięciach przełomu rzeki Fraser (stanowisko Gang Ranch – fot. 21). Diamiktyty IRD są tam masywne, o przewadze frakcji piaszczystych i pyłowych. Ich szeroko rozprzestrzenione, ciągłe warstwy, o miąższości 3 – 5 m (fot. 21 – ogniwo 2) poroździelane są albo pakietami diamiktytów spływowych (ogniwo 1) albo subhoryzontalnymi, cienkimi laminami osadów parapelagicznych (ogniwo 3). Przedstawiony na fot. 21 przykład pochodzi ze zbiornika otwartego: osad napławiany był z brył lodowych pływających w pobliżu czoła. Gdyby bowiem związany on był z procesem subakwalnego wytapiania podstawy lodu szelfowego, nieobecne byłyby wkładki depozycji zawieszinowej. Proces bowiem subakwalnego wytapiania jest absolutnie ciągły.

Odpowiednie osady małych jezior terminoglacialnych obserwowałem w rowie Kleszczowa (fot. 22). Ich obraz litofacjalny jest bardziej złożony, jako że w niewielkim zbiorniku, w strefie proksymalnej napławianie nie jest w stanie zdominować innych procesów depozycyjnych; w stopniu przedstawionym na



Rys. 23. Model gór lodowych i związanych z nimi osadów.

IRD – napławianie detrytus glacialnego; DD – opadanie mas detrytus wytopionego z lodu subarealnie lub gromadzonego w próżniach i tunelach; TC – prądy turbidytowe; R – redepozycja; tr – trakcja. Objaśnienia szczegółowe: 1 – poziom wody w zbiorniku; 2 – pływające bloki lodowe; 3 – spękania i krewasy; 4 – kra lodowa; 5 – diamiktyty napławiane; 6 – "dump-deposits"; 7 – "drops stones"; 8 – zaburzenie podłoża przez gruntujące bloki lodowe; 9 – osady dna jeziora, głównie diamiktyczne; 10 – podłoże.

Model of the ice-bergs and their deposits.

IRD – ice rafting of glacial debris; DD – dumping of melt out material from corerns and crevasses; TC – turbidity currents; R – redeposition; tr – traction. Detailed explanations: 1 – water level in the basin; 2 – floating ice-bergs; 3 – crevasses and fissures; 4 – sea ice; 5 – ice rafted diamicts; 6 – dump deposits; 7 – drop stones; 8 – grounding disturbed structures; 9 – lake bottom, mainly diamictic sediments; 10 – substratum.

przykładzie poprzednim. Na małym obszarze wszystkie procesy działają z podobną siłą. W stanowisku Buczyzna sekwencję budowały trzy podstawowe odmiany litofacjalne: diamiktyty IRD (fot. 22a, b – ogniwo 3), osady parapelagiczne lokalnie modyfikowane prądowo (ogniwo 2) oraz spływy kohezyjne (ogniwa 1 i 4). Udział wszystkich trzech odmian był zbliżony. Miąższość sekwencji dochodziła lokalnie do 25 m.

Szereg zbiorników glacialimnicznych miało w pewnych sterfach terminogla-cjalny (w kontakcie z lodem), w innych zaś proglacialny charakter. Najmniejszy jednak kontakt z aktywnym czołem lodu powodował, że w całym basenie można było napotkać ślady napławiania. Ślady takie zaobserwowano np. w stanowisku Łękińsko (rów Kleszczowa) w obrębie stożków prodełtowych (fot. 23a, b – ogniwa 4,5).

Napławiane osady wytopiskowe w dystalnych partiach zbiorników reprezentowane są przez ksenolity zwane powszechnie *drop-stones*. Wiele przykładów takich ksenolitów mogłem oglądać w laminatach dystalnych części basenów w kanionie rzeki Fraser (stanowisko Lillooet, fot. 24).

W dystalnych częściach niewielkich jezior, bądź w spokojnych zatokach, usytuowanych poza główną osią zasilania i rozprowadzania materiału może również dochodzić do gromadzenia kry oraz większych brył lodowych, za sprawą prądów powierzchniowych. Świadcstwa takich właśnie warunków depozycji opisywałem ze stanowiska Wola Grzymalina w rowie Kleszczowa (fot. 25 – ogniwo 4).

OSADY ZAWIESIN PARAPELAGICZNYCH

Do osadów zawiesin parapelagicznych zaliczam te, które w wodach jeziora rozprowadzane są przez prądy powierzchniowe, przypowierzchniowe i naddenne. Termin "zawiesiny pelagiczne" w odniesieniu do wszelkich drobnofrakcyjnych cząstek, długo utrzymujących się w drobno zdyspergowanych zawiesinach, stosowany był wielokrotnie (Miall 1983, 1985; Eyles C.H. et al. 1985), mimo że klasyczne definicje jednoznacznie określają genezę osadów pelagicznych, zupełnie odmienną od tu prezentowanej (Twenhofel 1926; Murray, Renard 1891; Reading 1978). Uzupełnienia tej definicji przez Sheparda (1948), Kuenena (1950a) oraz Bergera (1974) pozwalają jednak, moim zdaniem, na stosowanie tej nazwy w cudzysłowie, również dla środowisk limnicznych. Z uwagi jednak na to, że w środowisku glacialimnicznym, głębokości wód są ograniczone oraz że osady te są wyłącznie mineralne, pochodzenia terrygenicznego, proponuję termin "zawiesiny parapelagiczne".

Osady zawiesin parapelagicznych w jeziorach glacialnych należą do tych, których identyfikacja i interpretacja jest bardzo trudna, mimo że proces grawitacyjnego opadania drobnych cząstek jest jednoznacznie identyfikowany z tym środowiskiem. Osady tego typu występują w każdym zbiorniku wód stagnujących. Proces sedymentacji o tym charakterze opisywany był wielokrotnie (Ashley 1972, 1975; Gustavson 1972, 1975; Shaw 1977; Banerjee 1973; Edwards 1978; Merta 1978; Shaw, Archer 1978, 1979; Shaw et al. 1978; Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987, 1991; Brodzikowski, Zieliński 1992a, 1992b; Zieliński, Brodzikowski 1992b).

Do chwili szerokiego rozpowszechnienia teorii prądów zawiesinowych problem interpretacji tych drobnofrakcyjnych, masywnych lub laminowanych osadów nie istniał. Gdy jednak struktury sedymentacyjne glacialimnicznych warwitów zaczęto interpretować jako efekt działalności turbidytów (Kuenen 1951; Leach 1967; Ludlam 1967; Lajtai 1966; Banerjee 1968; Allen 1971a; Gilbert 1973, 1975 i inni) interpretacja wyłącznie "pelagicznego" charakteru szeregu odmian tych osadów usunęła się w cień, mimo że do wszechobecności tego procesu w zbiornikach wód stojących nikt nie miał nigdy wątpliwości. W sekwencji turbidytowej ma on zresztą ten sam charakter. Dzieła, niemal zupełnego usunięcia w cień interpretacji swobodnego opadania ziaren w rozległych zbiornikach, dokończyło rozpowszechnienie uniwersalnej

wręcz teorii stożków turbidytowych (Walker 1966, 1975, 1976, ed. 1986; Stanley 1969; Ricci-Lucchi 1970, 1975; Normark 1970, 1974, 1978; Mutti, Ricci-Lucchi 1972, 1975; Walker, Mutti 1973; Mutti 1974, 1977, 1979; Ghibaudo 1979 i inni). Faktem bowiem jest, że odróżnienie osadu "turbidytowego", w którym zachowany jest tylko górny fragment klasycznej sekwencji, lub gdy sekwencja ta jest niewyraźna, od osadu swobodnej depozycji zawieszinowej, nie związanej z turbidytami, a wyłącznie np. z prądami przypowierzchniowymi, jest bardzo trudne, a często zupełnie niemożliwe (rozdział na temat subakwalnych wpływów grawitacyjnych).

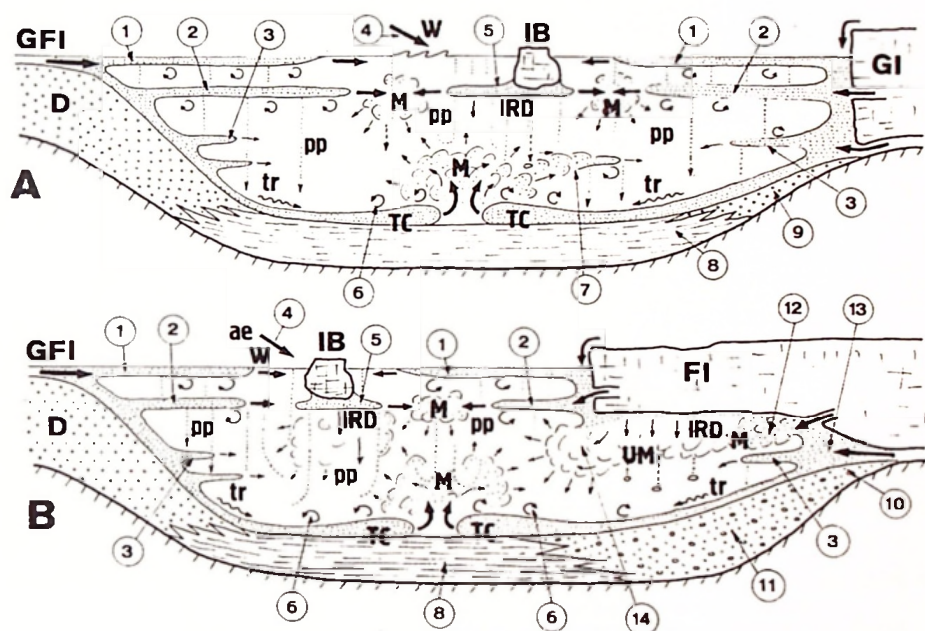
MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Zawiesiny parapelagiczne rozprowadzane są w jeziorze glacialnym przez powierzchniowe i przypowierzchniowe prądy wód ablacyjnych oraz przez prądy naddenne. W wypadku pierwszym, na ich utrzymywanie w zawieszeniu oraz ruch w zbiorniku ma wpływ ogólna, pozioma cyrkulacja wód, a więc głównie falowanie oraz zjawiska pływowe i parapływowe. W wypadku drugim, materiał utrzymywany jest w zawiesinie głównie za sprawą dynamiki prądów dennych. Denne prądy bowiem mogą długo nie dopuszczać do finalnej depozycji najdrobniejszych cząstek, powodując ich przenoszenie i uaktywnianie, za sprawą towarzyszącej im przepływowi turbulencji (rys. 24).

Warunki te powodują, że sedymentacja parapelagiczna w jeziorach glacialnych wykazuje cykliczność. Najlepsze warunki rozwoju ma w okresach zimowych, zwłaszcza w basenach proglacialnych, nie mających bezpośredniego kontaktu z lodem aktywnym. W okresach ciepłych, w warunkach wzmożonej dostawy wód ablacyjnych może ona intensywnie zachodzić tylko w niektórych częściach jezior (odizolowane zatoki) poza głównymi szlakami subakwalnego transportu. Oczywiście o warunki takie nieporównywalnie trudniej w jeziorach terminoglacialnych i supraglacialnych niż w zbiornikach proglacialnych (Shaw et al. 1978; Miall 1983, 1985).

Charakter dostawy materiału klastycznego do jezior glacialnych oraz cechy tego materiału sprawiają, że w wodach o względnie dużej gęstości (temperatury zbliżone do 4°C) utrzymywane bywają przez dłuższy czas nie tylko cząstki ilowe, lecz również cząstki drobnego pyłu. Dodatkowym, a niekiedy ważnym źródłem dostawy w wypadku pyłów (a nawet ziaren piaszczystych) bywa eolizacja strefy marginalnej. Ma to szczególne znaczenie w warunkach znacznego kontynentalizmu klimatu oraz ściśle z nim związanego zimnego ustroju termicznego obszaru ablacyjnego lodowca (lądolodu).

Rola depozycji parapelagicznej w jeziorach glacialnych jest tym większa, im surowszy panuje klimat, im większy udział w ablacji ma sublimacja i parowanie, im powierzchnia zbiornika jest mniejsza, im zbiornik jest dalej położony od aktywnego czoła lodu, im dostawa jest bardziej drobnofrakcyjna oraz im mniejsza jest dynamika wód zbiornika. Wszystkie te czynniki powiązane są szeregiem ścisłych zależności (rys. 25).

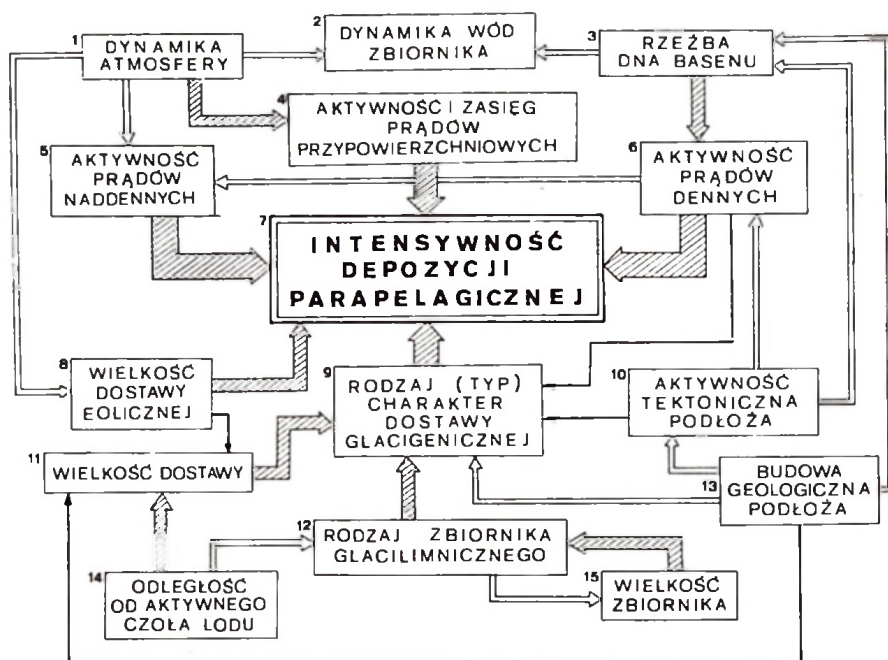


Rys. 24. Zaburzenia normalnego przebiegu depozycji parapelagicznej w zbiorniku terminoglacjalnym, w warunkach gruntującego czoła lodu (A) oraz czoła w postaci szelfu lodowego (B).

GI – gruntujące czoło lodu; FI – pływające czoło lodu; GIF – dostawa glacyfluwialna; D – delta; IB – góry lodowe; TC – prądy turbidowe; W – działalność fal; M – strefy mieszania; UM – subakwalne wytapianie; IRD – napławianie; pp – depozycja parapelagiczna; tr – trakcja; ae – dostawa eoliczna. Objasnienie cyfr: 1 – zawiesiny przypowierzchniowe; 2 – zawiesiny strefy termoklinalnej; 3 – zawiesiny naddenne; 4 – zawiesiny coliczne; 5 – chmury zawieszin towarzyszące podstawie gór lodowych; 6 – prądy wsteczne i zawirowania; 7 – rozpraszane chmury zawieszin; 8 – osady dennego mułowe; 9 – osady stożków subakwalnych; 10, 11 – osady subakwalnego wytapiania – diamiakty; 12 – chmury zawieszin okolic wrót lodowcowych mieszanych z detrytusem z subakwalnego wytapiania; 13 – dostawa zawieszinowa z wrót lodowcowych; 14 – pozostałe strefy mieszania zawieszin.

Disturbing of normal course of parapelagic deposition in terminoglaciated lake for grounding ice front (A) and floating ice front conditions (B).

GI – grounding ice front; FI – floating ice front; GIF – glaci-fluvial input; D – delta; IB – ice-bergs; TC – turbidity currents; W – wave action; M – mixing zones; UM – undermelting; IRD – ice rafting of debris; pp – parapelagic deposition; tr – traction; ae – aeolian input. Explanation of the numbers: 1 – surficial suspension; 2 – thermocline suspension; 3 – interflow suspension; 4 – aeolian suspension; 5 – suspension clouds around ice bergs base; 6 – back flow; 7 – dispersed suspension clouds; 8 – lake bottom muddy deposits; 9 – subaqueous fan deposits; 10, 11 – undermelting deposits; 12 – suspension clouds formed by mixing of tunnel mouth and undermelting input; 13 – tunnel mouth suspension input; 14 – the other mixing zones.



Rys. 25. Schematyczny model ilustrujący uwarunkowania intensywności depozycji parapelagicznej

Schematic model showing conditioning of the intensity of parapelagic deposition.

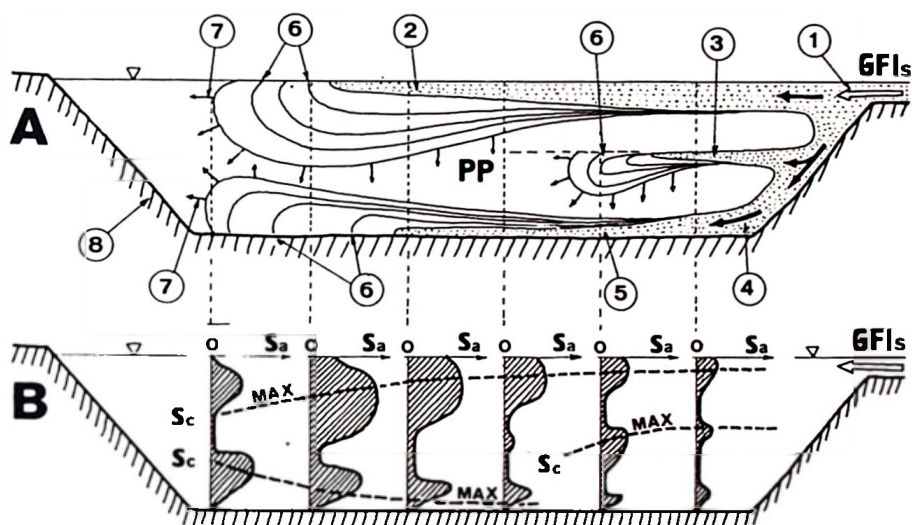
1. atmosphere dynamics; 2 - lake water dynamics; 3 - relief of the lake bottom; 4 - activity and extent of surface currents;

5 - activity of interflow; 6 - activity of bottom currents; 7 - intensity of parapelagic deposition; 8 - amount of aeolian input; 9 - type and character of glacial input; 10 - substratum tectonic activity; 11 - total input amount; 12 - type of glacialustrine basin; 13 - geological structure of substratum; 14 - distance from an active ice margin; 15 - scale of the basin.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Osady zawiesin parapelagicznych charakteryzują się względnie stałym tempem depozycji na obszarze całego zbiornika. Tworzą więc bardzo rozległe, rozprzestrzenione warstwy o identycznej niemal miąższości, zwłaszcza, gdy dno zbiornika nie jest bogato urzeźbione. Są one osadem typowo dystalnym. Jest to zdeterminowa faktem, że ich sedimentacja może zachodzić w warunkach znikomej dynamiki wód. Tego warunku nie spełnia zazwyczaj strefa proksymalna zbiorników glacialimnicznych.

Dostawa glacialigeniczna ma charakter pulsacyjny. W taki też sposób rozprzestrzeniają się w wodach zawiesiny parapelagiczne. Z wyidealizowanego modelu jeziora (rys. 26) wynika, że największa ilość zdyspergowanej zawiesiny gromadzić się będzie w centralnych częściach rozległych zbiorników lub w



Rys. 26 Pulsacyjna dostawa i rozprzeczanie zawiesin parapelagicznych.
Rozkład kolejnych cykli dostawy (A) oraz udział zawiesin w profilu wód zbiornika (B).

GFIs – glacialfluwialna dostawa zawiesin; PP – depozycja parapelagiczna; S_a – ilość zawiesiny całkowita;
 S_c – koncentracja zawiesin; 1 – kierunek dostawy; 2 – zawiesiny powierzchniowe; 3 – zawiesiny naddenne;
 4 – zawiesiny denne trakcyjne; 5 – prądy turbidytowe; 6 – kolejne granice cykli dostawy obserwowane w jednym momencie; 7 – kierunek rozprzeczania chmur zawiesinowych; 8 – podłoże.

Surge-like suspension input and the distribution of it. Distribution of separate surges (A) and amount of suspension in vertical sections through the lake (B).

GFIs – glacialfluvial suspension input; PP – parapelagic deposition; S_a – total suspension amount and distribution;
 S_c – suspension concentration; 1 – direction of the input; 2 – surficial suspension currents; 3 – interflow;
 4 – bottom currents; 5 – turbidity currents; 6 – margins of separate input-surges observed in one moment;
 7 – direction of suspension clouds migration; 8 – substratum.

dystalnych strefach przybrzeżnych w jeziorach niewielkich. W basenach termi-noglacjalnych rozkład ten zdeterminowany będzie zawsze aktywnością sub-środowiska proksymalnego. Ten teoretyczny model potwierdziły moje obser-wacje na obszarze zastoiska Widawki (strefa rowu Kleszczowa).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

Osady zawiesin parapelagicznych charakteryzują się najdrobniejszym uziar-nieniem ze wszystkich sedymentów danego zbiornika. Jest to oczywiście najo-gólniejsza prawidłowość. Reprezentowane są przez litofacie iłowe, rzadziej mu-łowe, sporadycznie zaś, mułowo–piaszczyste. Pionowy gradient uziarnienia jest w nich znikomy lub równy zeru. Niekiedy w osadzie zawiesin parapelagicznych

spotkać można rozproszone ziarna drobnego piasku. Jest on wówczas pochodzenia eolicznego lub też dostał się tu poprzez napławianie. Efektem obserwowanych czasami, w obszarach marginalnych zlodowaceń współczesnych, burz piaskowo-pyłowych, mogą być bardzo cienkie laminy drobnego piasku wśród osadu parapelagicznego. Grubość tych lamin, jeśli w ogóle wyodrębniają się w osadzie, nie przekracza zwykle podwójnej średnicy budujących je ziaren. Grubsze wkładki nawet najdrobniejszych piasków są świadectwem prądów trakcyjnych.

Osady parapelagiczne w zbiornikach glacialimnicznych są, w przeciwieństwie do odpowiadających im osadów morskich, zazwyczaj wyraźnie, idealnie równolegle laminowane. Powszechnie kontakty lamin są płaskie, pozbawione śladów hieroglificznych. Kontakty lamin są ostre. Najgrubsze laminy mułowo-ilaste i ilaste genezy parapelagicznej, jakie miałem okazję obserwować w zastoisku jeleniogórskim miały miąższość dochodzącą do 20 mm. Geneza znacznie grubszych iłowych warstewek z zastoisk rejonu rowu Kleszczowa była zazwyczaj mniej jednoznaczna, toteż traktowanie ich wyłącznie w kategorii rozpatrywanego tu typu osadu, mogłoby być dyskusyjne (Hałuszczak 1980, 1982), (fol. 27, 28, 33, 35).

Osady zawiesin pelagicznych zazwyczaj nie mają wkładek materiału innej genezy. Reprezentują bowiem spokojną strefę depozycyjną o minimalnej aktywności prądów trakcyjnych i turbiditytowych. Można, acz z pewną przesadą, twierdzić nawet, że intensywna działalność trakcyjna (korytowa, prądów trakcyjnych i turbiditytowych spływów masowych, osuwisk) wyklucza akumulację *sensu stricto* parapelagiczną.

MECHANIZM DEPOZYCJI

W najogólniejszym rozumieniu jest on wyjątkowo prosty. Wyraża się grawitacyjnym opadaniem uprzednio rozproszonych w wodzie zawiesin, który to proces podporządkowany jest prawu Stokesa. Aspekt hydrauliczny tego zagadnienia ma bardzo obszerną dokumentację teoretyczną i eksperymentalną (Allen 1982).

Na wyjaśnienie zasługuje przede wszystkim geneza laminacji, tak jaskrawo odróżniającej osady jezior glacialnych od odpowiednich im sedymentów morskich, a nawet jeziornych, lecz deponowanych w klimacie umiarkowanym lub ciepłym. Otóż laminacja ta, to z jednej strony efekt, z drugiej zaś dowód pulsacyjnej dostawy materiału do jeziora, a także, w wypadku rozległych basenów, zróżnicowanego w czasie rozprowadzania lub/oraz zasięgu poszczególnych zrzutów wód ablacyjnych. W jeziorach glacialnych bowiem, większość zawiesin w okresie letnim opada względnie szybko. Ich uziarnienie w przewadze na to pozwala. Tylko najdrobniejsze cząstki koloidalne utrzymywane są w zawieszeniu do chwili, gdy powierzchnia jeziora zostanie skuta lodem. Zauważyłem, że laminacja osadów parapelagicznych jest wyraźniejsza w jeziorach terminoglacialnych, ilość zaś osadu jednoznacznie tej genezy wzrasta w zbiornikach nie mających kontaktu z lodem aktywnym (lepsze wysortownie dostają-

cego się do jeziora osadu). Potwierdza to tezę o zasadniczym znaczeniu dużych gradientów energetycznych dostawy w tworzeniu opisanej laminacji. Stanowi równocześnie jedno z istotnych kryteriów odróżniających te dwa rodzaje zbiorników.

Komentarza wymaga również proces depozycji ziaren piaszczystych i pyłowych pochodzenia eolicznego. Otóż osady bardzo drobnopiaszczyste i pyły opadające na powierzchnie zbiornika mogą przez dość długi okres utrzymywać się na wodzie. Jest to możliwe dzięki siłom napięcia powierzchniowego zwierciadła wody, które w warunkach temperatur zbliżonych do 40°C (maksymalna gęstość) są dość znaczne. Najczęstszą przyczyną nagłego opadania tak zawieszonych cząstek jest deszcz, lub bardzo wzmożone falowanie. Cząstki takie osiadają na dnie niemal równocześnie. Ich niewielka ilość oraz małe rozmiary pozwalają utrzymać się im na powierzchni świeżo złożonych zawieszin, w przybliżeniu w tej samej pozycji. Stąd w osadach parapelagicznych spotykane bywają cieniutkie laminy pyłowe, a nawet pyłowo-piaszczyste.

ZAGADNIENIA INTERPRETACYJNE

Fakt znacznego udziału depozycji parapelagicznej w formowaniu "zimowych" zestawów lamin glacialimnicznych, szczególnie w jeziorach proglacialnych nie wywołuje już dziś poważniejszych kontrowersji oraz dyskusji (Ashley 1975; Banerjee 1973; Shaw 1977; Shaw et al. 1978). Dyskusja toczy się głównie wokół zestawów lamin deponowanych w okresie wzmożonej ablacji. Są one powszechnie uważane za efekt działalności turbidytowej (Agterberg, Banerjee 1969; Shaw 1977; Shaw, Archer 1978), mimo że badania przeprowadzone we współczesnych jeziorach dostarczają wiele konkretnych danych o ilości drobnodyspergowanych zawieszin, rozproszonych w wodach latem i zimą. Przykładowo badania jeziora Lillooet (Kanada) wykazały, że obciążenie wód zawiesziną w lecie wynosi od 30 do 60 mg l⁻¹, w zimie zaś waha się od 3 do 6 mg l⁻¹ (Shaw et al. 1978; za: Gilbert 1973)). Przy dziesięciokrotnej różnicy ilościowej na korzyść lata, trudno byłoby wytłumaczyć zupełną niemal nieobecność parapelagicznego ekwiwalentu depozycyjnego w zestawach letnich. Osad ten jest oczywiście obecny, choć jego udział w stosunku do masy całej dostawy bywa nawet mniejszy niż w okresach zimowych.

Jeziora glacialne, w zasadzie izotermalne zimą, mogą czasami wykazywać stratyfikację termiczną w okresach letnich. Powoduje to w subsródowniskach terminoglacjalnych sytuację, w której latem może wyraźnie wzrosnąć rozprzeczanie zawieszin prądami termoklinalnymi, podczas gdy w zimie zawiesziny z dostawy przenoszone są niemal wyłącznie prądami dennymi (Shaw et al. 1978). Powyższe dane potwierdzają więc również, moim zdaniem, fakt powszechnej obecności lamin, deponowanych przez swobodne opadanie zawieszin w obrębie letnich wielozestawów. Ich rozróżnienie od ogniwa E sekwencji turbidytowych jest bardzo często niemożliwe, jakkolwiek z zaobserwowanej w zbiorniku poziomej zmienności, można doszukać się szeregu informacji nasświetlających ten problem.

INTERPRETACJA STANOWISK

Doskonałe przykłady niewątpliwie parapelagicznej depozycji jeziornej obserwowaliśmy w odsłonięciach rzeki Fraser w okolicach Lillooet (fot. 26 – ogniwo 2). Osady te reprezentowały laminowane litofacie mułowe (Fh) przykrywające miększe sekwencje subakwalnych osadów korytowych (fot. 11, 12). Ich miąższość często sięgała 2 – 3 m, co świadczyło o ogromnej intensywności dostawy. Względna grubofrakcyjność tych osadów można było tłumaczyć budową geologiczną i rzeźbą okolicy. Omawiane jeziora bowiem zlokalizowane były na terenach górskich. Czas niszczenia podłoża oraz drogi transportu detrytus w lodzie, były krótkie, w porównaniu z tymi, jakie wystąpiły np. na niżu europejskim. Źródłem dostawy były tam w dużej mierze skały o charakterze fliszu. Specyfikę tego środowiska ilustruje ponadto nieobecność typowych osadów warwowych.

Ogromną intensywnością dostawy materiału drobnofrakcyjnego charakteryzowały się zbiorniki badane przeze mnie w strefie rowu Kleszczowa (fot. 27, 28). W centralnych częściach jezior dochodziło często do akumulacji 5 – 6 cm warstw ilów lub mułów ilastych bez śladów przeróbki prądowej (fot. 27b – ogniwo 3). Ostrość kontaktów lamin oraz obecność struktur płomieniowych w ich stropie (fot. 27b – poziom 4) wydaje się potwierdzać, przy widocznej pionowej gradacji uziarnienia, parapelagiczne pochodzenie takich warstw. Nie wszystkie jednak warstwy mułowo-ilaste można, nawet w jednym małym odsłonięciu wiązać z tym samym mechanizmem depozycji (fot. 27a – 1). Przykładowo warstwa zbudowana z wielozestawów 7 i 8 (fot. 27b) powstała przy znacznym udziale słabych prądów trakcyjnych. Wielozestaw 7 jest wyraźnie prądowo laminowany. Dlatego sekwencję 6 – 7 – 8 można byłoby, bez poważnego błędu, uznać za odpowiednik drobnodyspergowanego turbidytu, w którym obecne są wszystkie ogniwa klasycznej sekwencji Boumy. Poziom 6 to ogniwa A, B i częściowo C. Poziom 7 – to strop ogniwa C oraz ogniwo D. Warstwa 8 odpowiada ogniwu 3, czyli swobodnej depozycji zawieszinowej.

Przytoczony przykład dobrze ilustruje zasygnalizowane uprzednio możliwe kłopoty interpretacyjne. Stwierdzenie bowiem w profilu podobnie wykształconego osadu jednego typowego turbidytu nasuwa pytanie: dlaczego powstałe warstwy wiązać z innym procesem? Zagadnienie to znacznie dokładniej nasświetla przestrzenna analiza facjalna zbiorników glacialimnicznych, co w założeniu jest przedmiotem II części niniejszego opracowania.

Dystalne części niektórych zbiorników rejonu rowu Kleszczowa charakteryzowała często dość duża intensywność niewątpliwie parapelagicznej depozycji (fot. 28). Prezentowany ze stanowiska w strefie Czyżów osad mułowo-ilasty, to typowy il warwowy w potocznym rozumieniu tego terminu. Brak w nim jednoznacznie prądowych ogniw, występuje słabo zaznaczone uziarnienie frakcyjne, powierzchnie lamin są idealnie gładkie i równoległe. O ile można dyskutować co do roli bardzo słabych prądów trakcyjnych w obrębie warstw 4 i 5 (fot. 28b), o tyle niewątpliwie parapelagiczny charakter mają ogniwa oznaczone cyfrą 3.

Zwolennicy uniwersalności interpretacji turbidytowej tłumaczyliby tę sekwencję jako ekwiwalent dystalnych, bardzo słabych prądów zawieszinowych, jakkolwiek musieliby wówczas zakładać dość trudno interpretowalne przyczyny nieregularności wykształcenia stropowej sekwencji D – E.

Depozycja parapelagiczna rozwija się często w małych ziornikach glacialimicznych. Przykład takich osadów obserwowałem w stanowisku Potworów (okolice Barda Śląskiego) na Dolnym Śląsku (fot. 29). Laminy oznaczone cyfrą 1 składane były przez swobodne opadanie zawieszin (fot. 29b). Jak w każdym jednak zbiorniku, i tu również, współdziałało więcej procesów sedymentacyjnych. Strzałką zaznaczono warstewkę o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym, reprezentującą prawdopodobnie tzw. dywanik trakcyjny przechodzący w spływ (przepływ) kolizyjny.

Depozycja parapelagiczna charakteryzuje niemal wszystkie baseny dekantacyjne. Basen taki w obrębie osadów górnego członu delty ilustruje fot. 30. W idealnie równoległym laminowanym pakiecie brak jakichkolwiek śladów działalności prądowej. Ponadto miąższość lamin w całym basenie jest taka sama. Wykazują one idealną ciągłość. Prawdopodobny jest duży udział dostawy eolicznej.

OSADY LOKALNEJ REDEPOZYCJI EPIZODYCZNEJ

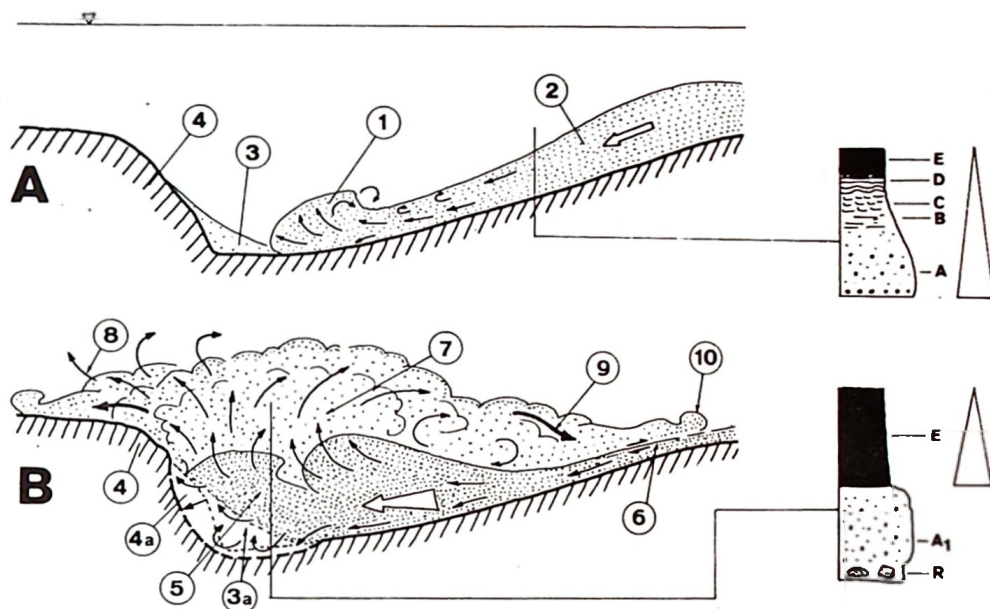
Podany w tytule termin jest propozycją nazwania osadów, które powstają w jeziorach glacialnych w sytuacjach wyjątkowych. Po raz pierwszy badałem je w strefie rowu Kleszczowa (Brodzikowski, Zieliński 1992a) później zaś obserwowałem w odstąpieniach kanionu rzeki Fraser. Nie spotkałem do- tychczas w literaturze doniesień o tego rodzaju depozycji, przypominającej do złudzenia głębokomorskie osady pelagiczne. Opracowania sedymentologiczne z rejonu Fraser Plateau również nie zajmowały się ich interpretacją (Eyles N. 1987; Eyles N., Clague 1987; Eyles N. et al. 1987, 1988). Osady lokalnej redepozycji epizodalnej to zazwyczaj monofrakcyjne sedymenty redeponowane niemal w tym samym miejscu, z którego wyprowadzone zostały w stan drobnodyspersyjnej zawiesiny. Osady te deponowane są ponownie przez grawitacyjne osiadanie (ang.: *settling from suspension*) cząstek, analogiczne procesowi sedymentacji parapelagicznej.

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Osady lokalnej redepozycji to efekt zadziałania krótkotrwałego bodźca uruchamiającego turbulentne prądy wody nad dnem, często także poruszającego osady, co powoduje nagłe powstanie na małym obszarze niemal stacjonarnej "chmury" drobnodyspersyjnej zawiesiny (Brodzikowski, Van Loon 1991; Brodzikowski, Zieliński 1992a).

Czynnikami powodującymi powstanie takiej zawiesiny jest aktywność tektoniczna podłoża, wstrząs sejsmiczny, ruch pionowy wzdłuż uskoku, itp. lub uderzenie w podłoże czoła osuwiska subakwalnego w sytuacji, gdy rzeźba dna nie pozwala na swobodny rozwój i przemieszczenie prądu turbidytowego (rys. 27).

Podobną rolę może, w warunkach jezior supraglacialnych, odgrywać osiadanie zapadowe nad wytapiającym się w podłożu lodem. W niewielkich zbiornikach terminoglacialnych, przyczyną uruchomienia dużych ilości złożonego już drobnofrakcyjnego materiału, może być pulsacja czoła lodu. W dużych jeziorach terminoglacialnych, po których dryfują góry lodowe, do powstania "chmur zawiesinowych" przyczyniać się może nagłe spłynięcie wytopionej z pływającego lodu, większej ilości detrytus (ang.: *dumping – dump-deposits*; wg Thomasa, Connella 1985).



Rys. 27. Powstawanie chmur zawiesin przez nagłe wyhamowanie prądu turbiditytowego (A,B).

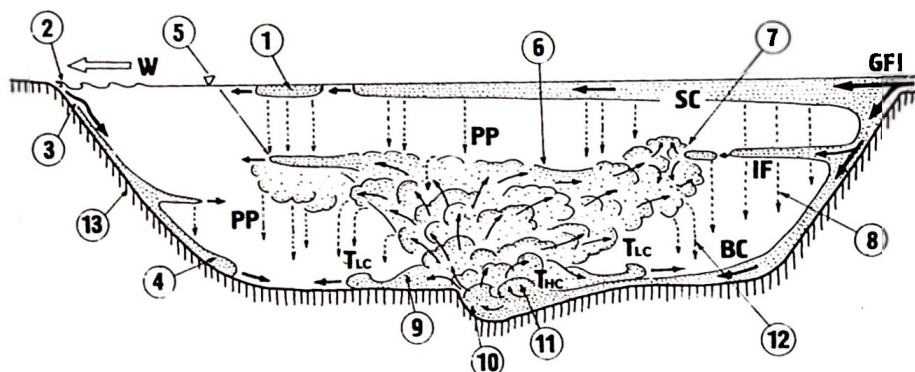
1 – czoło prądu; 2 – główna masa prądu; 3 – osad złożony uprzednio; 4 – podłoże; 5 – wyhamowane czoło prądu;
6 – ogon prądu; 7 – chmura zawiesiny; 8 – lokalne kierunki rozprzestrzeniania zawiesin; 9 – kierunek migracji
zawiesin dennych; 10 – drugorzędne wsteczne prądy turbiditytowe; 3a – zniszczenie osadów starszych;
4a – erozja podłoża.

Suspension cloud formation during sudden stopping of turbidity current (A,B).

1 – turbidite head; 2 – turbidite body; 3 – previously accumulated cover; 4 – substratum; 5 – stopped turbidite head;
6 – turbidite tail; 7 – suspension cloud; 8 – local directions of the suspension migration; 9 – direction of bottom
currents migration; 10 – second order back flow turbidites; 3a – degraded older sediments; 4a – substratum erosion.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Osady lokalnej redepozycji epizodycznej występują w formie wypełnień lokalnych, deformacyjnych zagłębień powierzchni depozycyjnej lub w formie soczewkowatych ciał o rozprzestrzenieniu poziomym rzędu dziesiątek, najwyżej setek metrów. Ich wystąpienia są rozmieszczone w jeziorze przypadkowo, co wynika ze specyficznych uwarunkowań morfogenetycznych. Miąższość jednostkowych sekwencji depozycyjnych, odpowiadających pojedynczym cyklom redepozycji waha się w dużych granicach: od kilku milimetrów nawet do 70 cm. Największa miąższość takich sekwencji, jaką obserwowałem w strefie rowu Kleszczowa, wynosiła 40 cm. Modele rozprzestrzeniania osadów takich "chmur zawiesinowych" w różnych warunkach rzeźby dna basenu oraz dynamiki wód jeziora ilustruje rys.28.



Rys. 28. Model rozprzestrzeniania chmur zawieszinowych w zbiornikach glacialimicznych.

GFI – dostawa glacialfluwialna; SC – prądy zawieszin powierzchniowych; W – działalność fal; IF – prądy zawieszin naddennych; BC – prądy denne; TWC – gęste prądy turbidytowe; Tlc – rozrzedzone prądy turbidytowe; PP – depozycja parapelagiczna. Objaśnienia cyfr: 1 – plamy zawieszin powierzchniowych dryfujących po jeziorze; 2 – fale przybrzeżne wzbudzające zawiesziny marginalne; 3 – dostawa zawieszin marginalnych; 4 – prąd turbidytowy lub trakcyjny; 5 – rozprowadzanie stropu chmury zawieszin w strefie termoklinalnej; 6 – strop chmury zawieszin; 7 – strefa wymieszania; 8 – opadanie swobodne zawieszin z prądów naddennych i innych; 9 – drugorzędne prądy denne; 10 – strefa zniszczenia podłoża przez wyhamowany turbidyt; 11 – strefa maksymalnej koncentracji zawiesziny; 12 – opadanie zawieszin ze stref mieszania; 13 – podłoże.

The model for suspension cloud migration within the glacial-lacustrine basin.

GFI – glacialfluvial input; SC – suspension currents of overflow; W – wave activity; IF – interflow; BC – bottom currents; TWC – high concentration turbidite; Tlc – low concentration turbidite; PP – parapelagic deposition. Explanation of numbers: 1 – overflow suspension sheets drifting across the lake; 2 – shore waves triggering the marginal input; 3 – marginal suspension input; 4 – turbidite or traction current; 5 – lateral distribution of suspension cloud in thermocline zone; 6 – the top of suspension cloud; 7 – mixing zone; 8 – suspension rain out from interflow and overflow; 9 – secondary bottom currents; 10 – the degradation zone formed by broken turbidite; 11 – maximal suspension concentration; 12 – suspension rain out from mixing zones; 13 – substratum.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

Omawiane osady w pojedynczej sekwencji charakteryzuje struktura zupełnie masywna. Osad budujący sekwencję, w przeszło 95% jej miąższości jest niemal monofrakcyjny lub też tworzy doskonałą mieszaninę frakcji pyłowo-ilastych, rzadziej piaszczysto-pyłowo-ilastych. W stropie sekwencji czasami pojawia się małeńki odcinek uziarnienia frakcjonalnego, zawierającego w przypowierzchniowej części wyłącznie frakcję iłową. W przypadku, gdy osad ten wiąże się z subakwalnym osuwiskiem, można w nim spotkać pokruszone, drobne fragmenty lamin wprowadzone do zawiesziny z osuniętej masy, gromadzące się zwykle w części spągowej.

MECHANIZM I PRZEBIEG (RE)DEPOZYCJI

Podstawową cechą sedymentacji osadów lokalnej redepozycji epizodycznej jest jej duża prędkość. Zbadana w obrębie formacji Ławki (rów Kleszczowa)

sekwencja, zbudowana z około dziesięciu oddzielnych cykli (deformacja postdepozycyjna uniemożliwiła precyzyjniejsze określenie ich liczby) o miąższości 2 m odpowiadała fragmentowi cyklu normalnej depozycji dennej, stanowiącej zaledwie 15% jego miąższości (Brodzikowski, Zieliński 1992a). Cykl ten, w miejscu odległym od występowania omawianych osadów o około 550 m, osiągnął miąższość 11 cm. Pakiet osadu o 2 m miąższości zdeponowany został więc w tym samym czasie co około 1,7 cm miąższy wielozestw lamin w bliskim sąsiedztwie. Występowanie najdrobniejszego, iłowego osadu w stropie sekwencji, to efekt pionowego rozfrakcjonowania.

Mechanizm tak szybkiej, a przynajmniej równoczesnej niemal depozycji "chmury", tłumaczyć można tym, że sama "chmura" powstaje z osadu już uprzednio doskonale wysortowanego, w procesie depozycji pierwotnej. Taki osad, w określonej strefie jeziora jest powierzchniowo niemal idealnie monofrakcyjny. Czas więc utrzymywania w zawieszaniu uruchomionych nagłym bodźcem cząstek jest w przybliżeniu taki sam; analogicznie ma się rzecz z prędkością opadania.

Osady morskie o zbliżonym charakterze znajdowano w geosynklynalnych basenach fliszowych alpidów europejskich (Dżułyński, Walton 1965; Ricci-Lucchi 1975). Zazwyczaj interpretowano je w myśl uniwersalnej teorii osadów i stożków turbidytowych jako megaturbidyty.

INTERPRETACJA STANOWISK

Prezentowane na fot. 31 stanowisko Piaski 4 było zlokalizowane w dystalnej części rozległego zbiornika glacialimnicznego. Świadczy o tym charakter laminatów, widocznych w dolnej części fot. 31 (ogniwa 1 i 2). Są to mułowo-ilaste lub ilaste wielozestawy bardzo cienkich lamin z lokalną przeróbką prądową (fot. 19a) oraz bloczek oznaczony strzałką na fot. 31. Miąższość rocznych cykli depozycyjnych wyniosła tu około 2 do 5 cm.

Przedstawiona na fotografii sekwencja ukazuje wyraźny wzrost miąższości cykli rocznych ku górze profilu. W dolnej części są to typowe, około 2 cm warwy (*sensu stricto*). W części środkowej ich miąższość wzrasta do 4 – 5 cm i pojawiają się struktury prądowe. Ogniwo 2, to już cykle blisko 10 cm grubości o bardzo złożonej strukturze. Na nich zalegają dwie, około 40 cm miąższości warstwy masywnych mułów, o typowym dla monofrakcyjnych, drobnoziarnistych osadów, muszlowym przełamie. Te dwie warstwy (fot. 31 – ogniwo 3) to osad lokalnej redepozycji epizodycznej.

Warstwy te rozdzielone są około 2 mm laminą ilastą swobodnej depozycji zawieszinowej. Wskazuje to na krótki okres spokoju pomiędzy ich depozycją. Na uwagę zasługuje również fakt, że pomiędzy laminowaną prądowo podstawą dolnej warstwy masywnej, a tą warstwą jest zachowana ciągłość sedymentacyjna.

Interpretacja przedstawionej sekwencji jest następująca: w początkowym okresie rozpatrywany profil usytuowany był w dystalnej, bardzo spokojnej części jeziora (ogniwo 1). Dominowała tu depozycja parapelagiczna. Po kil-

ku (3 – 4 latach) rozpoczął się awans czoła lodu. Miąższość cykli rocznych stopniowo wzrastała. Uaktywniły się również denne prądy trakcyjne, być może reprezentujące ogniwa c turbidytu. Wyrażna transgresja lodu trwała około 8 – 9 lat. W dziewiątym lub dziesiątym roku nastąpiła nagła i olbrzymia zmiana lokalnych warunków depozycji. Zmiana ta nastąpiła prawdopodobnie pod koniec letniego okresu ablacyjnego. Świadczy o tym fakt, że miąższość laminowanej podstawy dolnej warstwy masywnych mułów jest w przybliżeniu taka sama, jak miąższość akumulacji "letniej" w bezpośrednio poprzednim cyklu. Wówczas nastąpiło w basenie wydarzenie, które spowodowało silne wzburzenie powierzchni depozycyjnej i uformowanie ogromnej chmury doskonale zdyspergowanych i niemal monofrakcyjnych zawiesin mułowych. Chmura ta osiadła przypuszczalnie w kilka do kilkunastu godzin na dnie zbiornika, gromadząc się, zgodnie z prawem grawitacji, w jego zagłębieniach. Zasięg tej depozycji był duży. W odsłonięciu można było prześledzić ją na kilkuset metrach. Najdrobniejsze cząstki koloidalne jeszcze długo unoszone były w wodach jeziora, osiadając stopniowo i tworząc laminę iłową. Podobny epizod nagłej, szybkiej redepozycji nastąpił jeszcze raz. Trudno stwierdzić, czy w tym samym, czy też w następnym sezonie.

Powstały osad, skłonny jestem w warunkach rowu Kleszczowa, interpretować, jako efekt zadziałania bodźca endogenicznego (trzęsienie ziemi, ruch na uskoku). Podobnie intensywniej bowiem typowo dystalnej depozycji nie mógł raczej wywołać żaden czynnik glacyogeniczny. W warunkach poziomego dna tej części zbiornika trudno także byłoby dopatrywać się przyczyny w poza tektonicznie indukowanych grawitacyjnych, subakwalnych procesach spływowych.

OSADY SUBAKWALNYCH SPŁYWÓW GRAWITACYJNYCH

Subakwalne, grawitacyjne spływy mas to zjawiska bardzo powszechne we wszystkich jeziorach, morzach i oceanach. Prowadzą one do powstawania bardzo dużej ilości, wielce zróżnicowanych litofacjalnie, osadów (Kuenen, Migliorini 1950; Bagnold 1954; Dott 1961, 1963; Bouma 1962; Dżużyński, Walton 1965; Curry 1966; Walker 1976, 1973, 1975a, 1978, 1980; Johnson, Hampton 1969; Middleton, Bouma, eds. 1973; Middleton, Hampton 1976; Hiscott 1981; Nemec et al. 1980; Harms et al. 1982; Hein 1982; Massari 1984; Surlyk 1984, 1987; Colella, Prior eds. 1990; Nemec 1990b; Ghibando 1992; Gruszka 1992).

Sedymentologia wyróżnia cztery główne typy genetyczne subakwalnych grawitacyjnych spływów mas, przyjmując za kryteria rozróżniające charakter sił będących nośnikiem poruszających się ziaren. Jest to kryterium złożone, uwzględniające rodzaj i kierunek filtracji, typ więzi ośrodka dyspersyjnego, gęstość, stosunek lepkości dynamicznej masy do medium, w obrębie którego ruch zachodzi oraz szereg innych funkcyjnych zależności, które wynikają z wymienionych powyżej (Hampton 1975, 1979; Middleton, Hampton 1976; Postma 1984b^{*)}). Są to spływy kohezyjne, spływy kolizyjne, spływy upłynnionego materiału oraz spływy turbidytowe, czyli prądy zawiesinowe.

Spływ kohezyjny to taka odmiana ruchu mas, w którym większe ziarna transportowane są w zawieszeniu w obrębie upłynnionego drobnofrakcyjnego osadu. Osad ten odgrywa rolę nośnika, a więc tzw. fazy rozpraszającej. Literatura sedymentologiczna dotycząca tego zagadnienia jest niezmiernie obszerna. Spływy kohezyjne bowiem, jak również pozostałe typy subakwalnych spływów, obecne są niemal we wszystkich środowiskach depozycyjnych.

Osady glacialimniczne spływów kohezyjnych są autochtoniczne. Powstają one z już akumulowanych sekwencji, poprzez ich grawitacyjną redepozycję (Middleton, Hampton 1976; Evenson et al. 1977; Nemec et al. 1980; Hi-

^{*)} Analizę mechanizmu ruchu materiału na stoku subakwalnym wyjaśniono ponadto w dyskusjach i analizach szczegółowych: Roberts et al. 1980; Karlsrud, Edgers 1982; Prior, Coleman 1982, 1984; Schwarz 1982; Mandl 1988; Campbell 1989a, 1989b; Prior, Bornhold 1988, 1989; Colella 1988a, 1988b; Pickering et al. 1986, 1989; Ghibando 1992. Przegląd kryteriów terenowych dla rozpoznawania produktów depozycyjnych różnych, w tym subakwalnych procesów spływowych naświetlają między innymi prace: Lowe 1982, 1988; Massari 1984; Nemec 1990; Nemec et al. 1988; Postma et al. 1988; Farrel, Eaton 1988; Surlyk 1984, 1987.

cock et al. 1981; Stanley 1981; Anderson 1982; Postma 1984a, 1984b).

Spływ kolizyjny to proces lawinowego przemieszczania osadów piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych po stromym, podwodnym skłonie. Nachylenie skłonu zwykle nie powinno być mniejsze niż 30° . Mechanizm ruchu spływu kolizyjnego (spływu ziarnowego – ang. *grain flow*, wg. Middletona i Hamptona 1976), polega na szybkim przemieszczaniu ziaren utrzymywanych w czasie ruchu w zawieszeniu przez ciśnienie dyspersyjne (rozpraszające). Ciśnienie to, spowodowane zderzeniem się będących w ruchu ziaren jest tym większe, im szybciej spływa masa osadu.

Pewne odmiany dobrze wysortowanych osadów piaszczystych mogą pod wpływem różnorodnych bodźców wstrząsowych ulegać upłynnianiu (ang. *fluidization, liquefaction*) (Seed 1968). Upłynnianie w pojęciu fizycznym polega na powiększeniu przestrzeni międzyziarnowych ośrodka granularnego wskutek filtracyjnego przepływu wód porowych od spągu ku stropowi próby. Zjawisko to znane od wielu lat wielokrotnie opisywane było w literaturze (Reynolds 1954; Anderson, Bjerrum 1967; Seed 1968, 1979, 1976; Van Der Knapp, Eijpe 1969; Castro 1969; Seed et al. 1975).

Ostatnia odmiana subakwalnych, grawitacyjnych ruchów mas, to prądy zawiesinowe, zwane turbiditytowymi. W tym rodzaju spływu czynnikiem poruszającym, a zarazem utrzymującym cząstki w ruchu, jest turbulencja. Przemieszczający się po dnie prąd turbiditytowy ma kształt spłaszczonego i zwykle wydłużonego lobu. Czoło tego lobu ma największą miąższość. Nad czołem (ang. *head of turbidity current*) unosi się i przemieszcza wraz z nim gęsta chmura zawiesiny (ang. *neck of turbidity current*). Zasadnicza część prądu (ang. *body of turbidity current*) jest płaska i zwykle wydłużona; cienieje ona ku końcowi, tworząc tzw. ogon lub końcową część prądu (ang. *tail of turbidity current*) – (Middleton 1966a, 1967; Middleton, Hampton 1976).

TYPOLOGIA SPŁYWÓW A PRAKTYKA BADAWCZA

Jest to, moim zdaniem, jeden z najistotniejszych aspektów interpretacji osadów glacialimnicznych. Niemal wszyscy praktycy, a także większość spośród teoretyków, wspominają bowiem o tym, że pomiędzy opisanymi rodzajami spływów subakwalnych istnieje nieskończona niemal ilość form przejściowych. Jeden typ spływów, przebywając swą drogę po dnie jeziora, często przechodzi w inny, co najczęściej wynika ze zmian litologicznych masy na przebytej drodze lub też ze zmiany tempa (czasem charakteru) ruchu, czego z kolei przyczyną może być zmiana nachylenia stoku (Berger 1974; Stanley 1980, 1981; Feldhausen et al. 1981; Stanley, Maldonado 1981; Postma 1984b). I tak, najczęściej lepki, gęsty spływ kohezyjny, przebywając w dół stoku drogę, wzbudza swym przejściem prądy turbiditytowe, które przemieszczają się, początkowo wraz z nim, potem zaś wyprzedzają go i podążają już samodzielnie w kierunku dystalnych partii zbiornika. Często spływ kohezyjny w czasie przebywania drogi ulega rozrzedzeniu. Gdy główna jego masa już zatrzyma się, dalej popłynie prąd zawiesinowy, który jest *de facto* kontynuacją procesu

spływowego. Takie rozrzedzenie masy spływającej w czasie transportu, może również spowodować jej upłynnienie, itd. Zdarza się również, że w obrębie jednego spływu mamy do czynienia z kilkoma kategoriami ruchu (Curry 1966; Stanley 1981; Postma 1984a, 1984b).

Idealnie kolizyjne spływy subakwalne, podobnie jak upłynnienia są względnie rzadkie. W jeziorach glacialnych dominują złożone formy ruchu mas, z wyraźną przewagą spływów kohezyjnych i turbidytowych. Problem tych ostatnich wymaga zresztą odrębnej dyskusji.

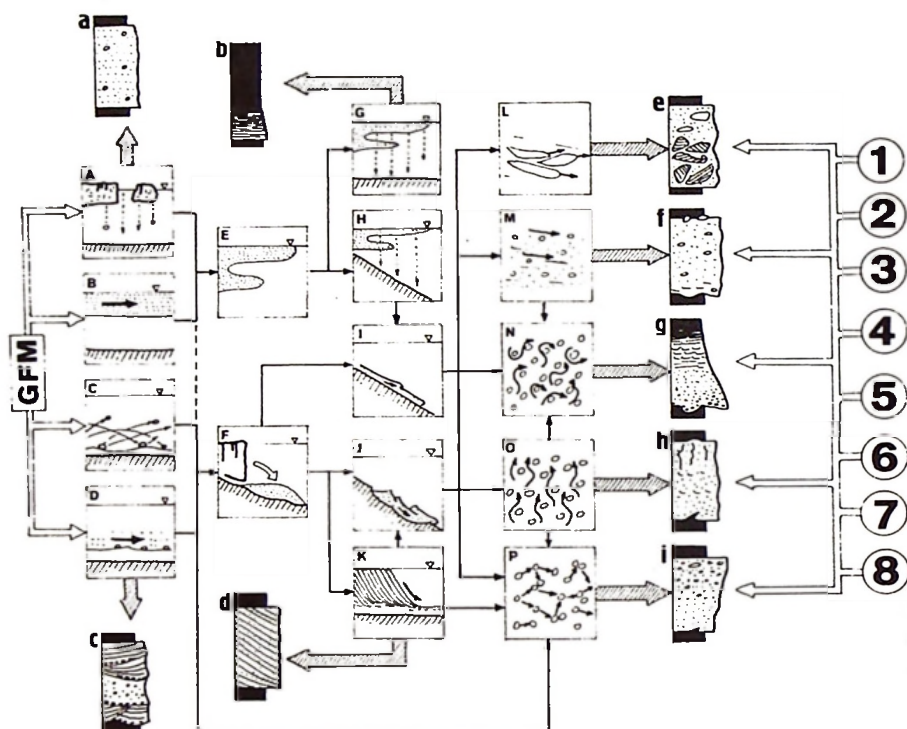
MORFOGENETYCZNE ASPEKTY WZBUDZANIA I DEPOZYCJI

Subakwalne, grawitacyjne spływy mas mogą rozwijać się niemal w każdym miejscu basenu depozycyjnego. Warunkiem ich rozwoju jest istnienie stoku oraz czynnik wzbudzający ruch zdeponowanego uprzednio osadu. Zazwyczaj jednak grawitacyjne spływy mas częstsze są w proksymalnych częściach jezior. Z tych też części przemieszczają się w partie dystalne. Ich rozwój bardzo często inicjowany jest na stożkach subakwalnych, w korytach, u podnóża stożków i na skłonach delt.

Do uruchomienia procesu spływowego dochodzi z reguły wskutek zadziałania bodźca, powodującego zachwianie równowagi niestatecznego, świeżo osadzonego układu depozycyjnego. Czynnikiem, które w warunkach jezior glacialnych najczęściej spełniają rolę bodźców uruchamiających subakwalne, grawitacyjne spływy mas, są pulsacje czoła pływającego, aktywnego lodu, osuwiska subakwalne, wstrząsy sejsmiczne, opadanie na dno dużych głazów, wytopionych z dryfujących po jeziorze brył lodowych, falowanie – poprzez upłynnienie osadów sterfy brzegowej, itp. W jeziorach supraglacialnych najczęstszym bodźcem są procesy osiadania nad wytapiającym się w podłożu lodem martwym (termosubrozja, za: Eissmann 1985), (rys. 29).

Spływy kohezyjne mogą rozwijać się przy nachyleniu rzędu $1 - 2^{\circ}$. Podobne wartości podawane są dla spływów turbidytowych, aczkolwiek wiadomo, że mogą być wzbudzone i rozprzestrzeniać się nawet na dnie zupełnie poziomym (np.: wstrząs sejsmiczny, czy spadek dużego głazu na płaskie, poziome dno jeziora). Dla rozwoju spływu kolizyjnego potrzebne są większe nachylenia. Zdaniem Middletona, Hamptona (1976) ich wartość nie może być mniejsza niż 10° , choć wielu autorów podaje za minimum wartość 30° (Gradziński et al. 1986). Dlatego spływy kolizyjne najczęstsze są na skłonach delt i stożków subakwalnych. Upłynnienia materiału zachodzą w bardzo różnych warunkach, toteż podawane wartości graniczne nachyleń stoku, mają znaczną rozpiętość i wahają się w praktyce od 2 do 30° .

Depozycja osadów subakwalnych, grawitacyjnych spływów mas, to proces nie tylko uwarunkowany rzeźbą dna basenu, lecz również fizycznymi cechami poruszającego się ośrodka, w tym głównie parametrami reologicznymi. Problem ten najdokładniej naświetlę w rozdziale poświęconym mechanizmom ruchu i depozycji.



Rys. 29. Rozwój subakwalnych spływów grawitacyjnych i ich związek z innymi procesami depozycji glacialimnicznej (na podstawie Gilbert'a R. 1983, zmienione).

GFM – dostawa glacialna i glacialfluwialna; osad finalny: a – diamicyty IRD; b – osad parapelagiczny; c – osady korytowe; d – osady środkowego członu delty; e – osady osuwisk subakwalnych; f – osady spływu kohezyjnego; g – osady turbidytowe; h – osady spływu upłynionego materiału; i – osady spływu kolidyjnego. Uwarunkowania: 1 – wielkość dostawy; 2 – litologia dostawy; 3 – charakter dopływu; 4 – dynamika wód zbiornika; 5 – wielkość jeziora; 6 – rzeźba dna basenu; 7 – lokalizacja stanowiska względem źródła zasilania; 8 – czynnik endogeniczny.

Development of subaqueous gravity flows and their connections with an other glacial-lacustrine depositional processes (partly based on Gilbert R. 1983, changed).

GFM – glacial and glacialfluvial input, final deposit: a – IRD – diamicts; b – parapelagic deposit; c – channel deposit; d – foresets; e – slumped debris; f – cohesive flow deposit; g – turbidite; h – fluidized flow deposit; i – grain flow deposit. Conditioning: 1 – Input volume; 2 – Input lithology; 3 – character of inflow; 4 – lake water dynamics; 5 – basin scale; 6 – lake bottom relief; 7 – the site location in relation to the input; 8 – endogenic agent.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Spływy kohezyjne formują zazwyczaj łobowe, wydłużone w planie, jezoro-wate ciała o miąższości od kilku centymetrów do nawet kilku metrów. Ich poziomy zasięg jest zwykle największy w środkowej części, co mocno jednak

uzależnione jest od rzeźby. Szerokość obserwowanych w odstąpieniach rynien wyerodowanych przez takie spływy waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkudziesięciu metrów. W środowisku glacialnym są to wartości kilkakrotnie większe (Eyles C. H. 1987).

Wystąpienia osadów spływów kolizyjnych o znacznych miąższościach (rzędu 30 – 50 cm i więcej) są zwykle silnie skoncentrowane linijnie. Najczęściej bywają ograniczone do szerokości subakwalnych koryt, którymi się przemieszczają. W przekroju więc formują soczewkowate, spłaszczone ciała.

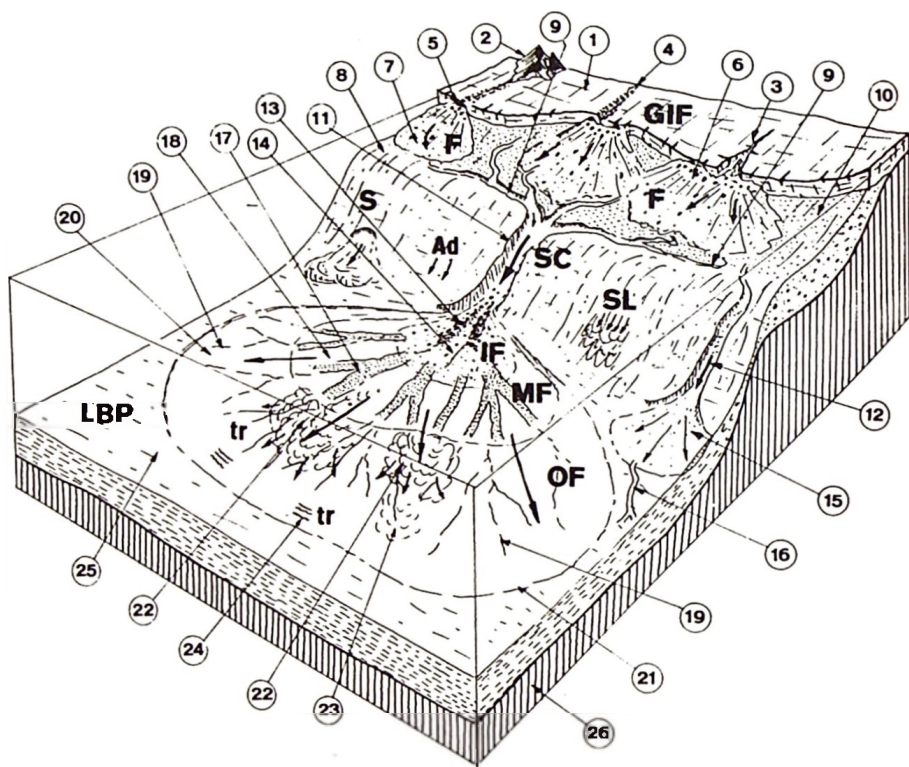
Spływy kolizyjne powstałe czasami w wyniku silnego działania powierzchniowego prądów trakcyjnych (odpowiednik fazy miecenia) deponują na stożkach subakwalnych szeroko rozprzestrzenione cienkie warstwy (1 – 10 cm).

Spływy upłynnionego materiału tworzą cienkie 1 – 3-centymetrowe warstwy o zasięgu lateralnym zbliżonym zwykle do podłużnego, mierzono go w kierunku ruchu. Mają one najmniejszy zasięg. Znane są przykłady lokalnych upłynnień w osadach prodeltowych lub marginalnych o zasięgu zaledwie kilkudziesięciu centymetrów.

Najszerzej rozprzestrzeniają się osady turbidytowe. Model tego rozprzestrzenienia ilustruje teoria stożków turbidytowych (Mutti 1974, 1977, 1979; Mutti, Ricci-Lucchi 1972, 1975; Ricci-Lucchi 1970, 1975; Rupke 1975; Walker 1977). Po przejściu najbardziej nachylonego odcinka, gdzie spływy turbidytowe przede wszystkim erodują, oddziaływując linijnie, na spłaszczeniu dna ulegają one szerokiemu, wachlarzowemu rozlaniu na wszystkie strony. Tworzą rozległy stożek (rys. 30). Zasięg i kształt stożka jest warunkowany rzeźbą dna, siłą prądu zawieszinowego i jego obciążeniem oraz dynamiką wód. W płaskodennych zbiornikach jeziornych osady takiego stożka mogą pokrywać całe dno. Kształt ogniw prądu turbidytowego formującego stożek jest zbliżony do bardzo rozciągniętej w poziomie, zwykle dwuwypukłej soczewki. Maksymalna grubość ogniwa wypada w osi spływu turbidytowego i odpowiednio cienieje we wszystkich kierunkach dystalnie. Oczywiście, w jeziorach glacialnych trudno mówić o typowych stożkach turbidytowych, jakie opisywano z głębokomorskiego (dalekiego) fliszu. Zbiorniki glacialne mają bowiem zbyt małe rozmiary, są zbyt płytkie i fizjograficznie stosunkowo mało zróżnicowane. Turbidyty nie osiągną w nich masy, energii i prędkości nawet zbliżonych do tych, które odkładały osady fliszowe. W tym wypadku mała skala procesu komplikuje znacznie ich wykształcenie, a tym samym interpretację.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA I CECHY TEKSTURALNE

Osady spływów kohezyjnych mają najczęściej charakter diamiktyczny. Dominują litofacie masywne (Dmm, Dcm) z rozproszonymi w tle większymi klasztami. Często obserwuje się nagromadzenie większych klastów w spągowej części spływu. Dotyczy to szczególnie frakcji gwałtownych. Klasty zbudowane z porożrywanych lamin ilastych zajmują zazwyczaj pozycję środkową w sekwencji, niekiedy zaś gromadzą się w ich stropie. W dolnej części, zwykle bogatszej



Rys. 30. Model stożka turbidytowego w rozległym i głębokim zbiorniku terminoglacjalnym.

GIF – gruntujące czoło lodu; F – subakwalne stożki; S – osuwanie; SL – ześlizgiwanie; Ad – staczanie lawinowe; SC – kanion subakwalny – głęboka rynnka; IF – stożek wewnętrzny; MF – stożek środkowy; OF – stożek zewnętrzny; LBP – równina basenu; tr – trakcja. Objaśnienia cyfr: 1 – lód aktywny; 2 – nunataki; 3 – krawędzie brzeżne; 4 – moreny środkowe; 5 – wrota lodowcowe; 6 – proksymalne osady stożków subakwalnych; 7 – dystalne osady stożków subakwalnych; 8 – osady krawędzi skłonu jeziora; 9 – koryta subakwalne; 10 – inne osady terminoglacjalne; 11 – rozcięcie erozyjne głównej linii drenażu; 12 – rozcięcie drugorzędne; 13 – gruboklastyczne osady proksymalne; 14 – osady osi koryta wewnętrznego stożka; 15 – osady podrzędnych stożków w początkowym stadium rozwoju; 16 – koryta w dnie jeziora; 17 – koryta rozprowadzające środkowego stożka; 18 – strefy pozakorytowej depozycji środkowego stożka; 19 – prądy trakcyjne w układzie liniowym stożka zewnętrznego; 20 – obszary pozakorytowej depozycji zewnętrznego stożka; 21 – zewnętrzna granica stożka turbidytowego; 22 – gęste zawiesiny rozlewających się turbidytów; 23 – prądy turbidytowe o niskiej gęstości; 24 – trakcja działająca powierzchniowo; 25 – osady równin dennych; 26 – podłoże.

The model of turbidite fan in the large and deep terminoglaciated basin.

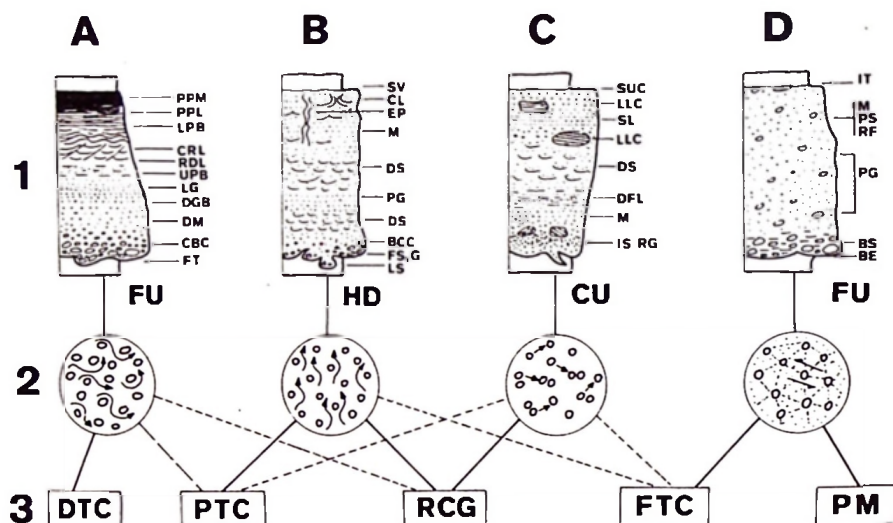
GIF – grounding ice front; F – subaqueous fans; S – slumping; SL – sliding; Ad – avalanche; SC – subaqueous canyon, deep trough; IF – inner-fan; MF – mid-fan; OF – outer fan; LBP – lake basin plain; tr – traction. Explanation of numbers: 1 – active ice; 2 – nunataks; 3 – marginal crevasses; 4 – medial moraines; 5 – tunnel mouth; 6 – proximal subaqueous fan deposits; 7 – distal subaqueous fan deposits; 8 – slope margin deposits; 9 – subaqueous channels; 10 – the other terminoglaciated deposits; 11 – canyon along the main drainage direction; 12 – secondary troughs; 13 – coarsegrained proximal deposits; 14 – channel deposits inner fan; 15 – deposits of initially developed secondary fans; 16 – lake bottom channels; 17 – distributary mid-fan channels; 18 – overbank mid fan areas; 19 – channelized traction currents of outer fan area; 20 – overbank deposits of outer fan areas; 21 – outer limit of turbidite fan; 22 – high concentration turbidites; 23 – low concentration turbidites; 24 – areal traction; 25 – deposits of basin plain; 26 – substratum.

zarówno w części ilaste, jak i grubofrakcyjne, zaznacza się frakcjonalne uwarstwienie największych klastów. pojawiają się również ślady ścięć powstających w trakcie wyhamowywania ruchu. Strukturami towarzyszącymi bywają obciążone deformacje spągu oraz ślady prądowe (rys. 31a). W obrębie sekwencji spływowej spotyka się zdeformowane w czasie ruchu oderwane od podłoża fragmenty lamin lub ich zestawów. Najczęstsze są różnorodne płyty deformacyjne małej skali oraz sfałdowane toczące. Niekiedy w spągu występuje imbrakacja, jest ona jednak zjawiskiem rzadkim (Dott 1961, 1963; Dżułyński, Walton 1965; Johnson, Hampton 1969; Hampton 1970; Hendry 1972; Mountjoy, Playford 1972; Mountjoy et al. 1972; Middleton, Hampton 1976).

Osady spływów kolizyjnych reprezentowane są w przewadze przez litofacie piaszczyste, rzadziej piaszczysto-żwirowe. Dominują struktury masywne (Gm, GS_m) oraz odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Obróbka prądowa w postaci nieciągłej laminacji pojawia się w obrębie wszystkich litofacji. Występuje ona w różnych partiach sekwencji spływowej. Niektóre spływy mogą zawierać wszystkie sekwencje litofacjalne równocześnie, przechodzące ku górze jedna w drugą. Powszechne są porwaki mułowe lub ilaste rozproszone nieregularnie w profilu sekwencji. W znanych przykładach z osadów glacialdeltowych i stożków terminoglacjalnych, kumulują się one w środkowych i stropowych partiach sekwencji (rys. 31b). Cechą charakterystyczną osadów spływów kolizyjnych są słabo zaznaczone struktury ucieczkowe w środkowych partiach sekwencji oraz bardzo często obserwowany zdeformowany obciążeniowo jej spąg (Dill 1966; Stauffer 1967; Middleton, Hampton 1976).

W obrębie osadów spływu likweflukcyjnego dominuje struktura masywna (SG_m, SM, SF_m). W części spągowej pojedynczego spływu występują różnorodne ślady prądowe oraz drobne struktury deformacyjne (np. płomieniowe, ang. *flame structures*). Cechą charakterystyczną są struktury ucieczkowe zwane wanienkowymi (Gradziński et al. 1986 – ang. *dish structures*). Warstwowania frakcjonalne są bardzo rzadkie i dotyczą tylko najgrubszych frakcji. Niekiedy pojawiają się w nadspągowej części spływu. W stropie występują niekiedy kanały ucieczkowe głównie w litofacjach mułowo-piaszczystych (ang. *escape pipes*) oraz tzw. wulkany piaszczyste (ang. *sand volcanoes*). Niekiedy strop zaburzony jest obciążeniowo lub prądowo. Pojawiają się struktury konwolutive (ang. *convolute structures*, *convolute bedding*, rys. 31c).

Cechy litofacjalne turbidytów najprościej charakteryzuje modelowa sekwencja Boumy (rys. 31d) (Bouma 1962), potwierdzona licznymi badaniami eksperymentalnymi. W sekwencji tej jest pięć ogniwi. Najniższe, ogniwo A to litofacie masywne lub warstwowane frakcjonalnie. Ogniwo B charakteryzuje pozioma laminacja górnego ustroju przepływu. Ogniwo C zbudowane jest z osadu o strukturze wstępujących riplemarków. Ogniwo D to ponownie materiał poziomo laminowany wiążący się z fazą płaskiego dna dolnego ustroju przepływu. Najwyższe ogniwo E, to masywne lub frakcjonalnie uziarnione muły i iły. Pełna klasyczna sekwencja w osadach glacialimnicznych rzadko występuje. Częstsze są sekwencje fragmentaryczne, zawierające tylko część opisywanych ogniwi (Ashley 1972, 1975; Gustavson, Ashley 1975; Shaw 1977; Shaw, Archer 1978).



Rys. 31. Modele sekwencji czterech typów subakwalnych spływów grawitacyjnych (na podstawie Middleton, Hampton 1976).

A – spływ turbidytowy; B – spływ upłynnionego materiału; C – spływ kolizyjny; D – spływ kohezyjny;
 1 – sekwencje jednostki spływowej; FT – ślady rozmycia i przedmiotów; CBC – grubofrakcyjna podstawa ze śladami prądowania; DM – diamiktyt masywny; DGB – diamiktyt ze śladami uziarnienia frakcyjnego; LG – laminowany osad uziarniony frakcyjnie; UPB – górne płaskie dno; RDL – laminacja riplemarkowa typu A; CRL – riplemarki wstępujące; LPB – dolne płaskie dno; PPL – laminacja parapelagiczna; PPM – parapelagiczny osad masywny; LS – struktury obciążeniowe; FS, G – struktury promieniowe, rynny z rozmycia; BCC – podstawa gruboziarnista smugowana; DS – struktury ucieczkowe; PG – częściowo uziarnienie frakcyjne; M – masywna struktura; EP – kanały ucieczkowe; CL – laminacja konwolutowa; SV – wulkany piaszczyste; IS – struktury inlekcyjne; RG – odwrócone uziarnienie frakcyjne; DFL – rozproszona pozioma laminacja; LLC – duże allochtoniczne klasty osadu; SL – niewyraźne zawirowanie laminacji; SUC – ostry kontakt stropowy; BE – erozyjna podstawa; BS – ścinanie w podstawie; RF – tekstura chaotyczna; PS – złe wysortowanie; IT – nieregularny strop;
 2 – mechanizm unoszenia i transportu ziaren; 2A – turbulencja; 2B – filtracja wody ku górze; 2C – ciśnienie dyspersyjne kolizja ziaren; 2D – ciśnienie międzycząsteczkowe tła drobnofrakcyjnego; 3 – efekt depozycyjny;
 DTC – dystalny turbidyt; PTC – proksymalny turbidyt; RCG – redeponowany konglomerat; FTC – fluksoturbidyt; PM – żwirowce ilaste; FU – cykl o drobniejącym ku górze ziarnie; HD – cykl o stałym uziarnieniu; CU – osad o coraz grubszym ziarnie ku stropowi.

The model of four main types of subaqueous mass flow sequences (based on: Middleton, Hampton 1976).

A – turbidite flow; B – fluidized flow; C – grain flow collision flow; D – cohesive flow debris flow; 1 – sequence of the flow unit; FT – flutes and tool marks; CBC – coarse grained base with current rework; DM – massive diamict; DGB – diamict with graded bedding; LG – graded lamination; UPB – upper plane bed; RDL – rippled/lift lamination; CRL – climbing/ripple lamination; LPB – lower plane bed; PPL – parapelagic lamination; PPM – parapelagic massive mud; LS – load structures; FS, G – flame structures, grooves; BCC – coarse grained base with current marks; DS – dish structures; PG – partly graded; M – massive; EP – escape pipes; CL – convolute lamination; SV – sand volcanoes; IS – injection structures; RG – reversed graded bedding; DFL – diffuse flat lamination; LLC – large lutite clasts; SL – swirled lamination; SUC – sharp upper contact; BE – erosive base; BS – basal shearing; RF – random fabric; PS – poor sorting; IT – irregular top; 2 – support mechanism; 2A – turbulence; 2B – upward water filtration; 2C – dispersive pressure-grain collisions; 2D – matrix strength; 3 – depositional effect; DTC – distal turbidite; PTC – proximal turbidite; RCG – resedimented conglomerate; FTC – some fluxoturbidites; PM – pebbly mudstones; FU – fining upward cycle; HD – homogeneous deposits; CU – coarsening upward cycle.

MECHANIZM RUCHU I PRZEBIEG DEPOZYCJI

Aspekty mechaniczne ruchu i depozycji subakwalnych spływów grawitacyjnych są podstawowym kryterium każdej z proponowanych w literaturze systematyk. Stanowią one jeden z zasadniczych elementów warunkujących rozumienie większości mechanizmów sedimentacji glacialimnicznej (terminologiczalne, subakwalne osady spływowe, subakwalne osady korytowe, osady prądów trakcyjnych oraz zawiesin parapelagicznych).

Z uwagi na cele dydaktyczne, zacytowano tu jedynie klasyczną już dziś, najbardziej podstawową literaturę, pomijając szereg rozpraw analizujących bardzo szczegółowe aspekty sedimentologiczne subakwalnych procesów spływowych. Pozwoliło to znacznie uprościć materiał, zwłaszcza dla tych odbiorców, którzy z sedimentologią fizyczną mieli dotychczas niewiele do czynienia. Zagadnienie subakwalnych spływów grawitacyjnych doczekało się w ostatnich czterech latach bardzo wielu opracowań szczegółowych, w związku z ogromnym nasileniem zainteresowania problematyką delt-stożków (ang. *fan-deltas*, (Nemec, Steel, eds 1988; Co-lella, Prior, eds 1990); dziesiątki prac w *Sedimentology* i *Sedimentary Geology*). Prace wydane w latach 1988–1992, tym liczne analizy dyskusyjne starszych poglądów, podbudowane badaniami eksperymentalnymi oraz (przede wszystkim) bardzo szczegółowymi analizami nowych wyników badań osadów (Taira, Masuda, eds 1989; Legget, Zuffa 1987), a które dotarły do mnie po złożeniu maszynopisu do redakcji, stwarzają dziś konieczność innej nieco prezentacji. Wiele bowiem zagadnień wówczas problematycznych lub niewiadomych doczekało się zadawalającego naświetlenia. Aby więc w pełni unaczęścić tekst niniejszy rozdział winien ulec całkowitej zmianie, a jednocześnie dość znacznej rozbudowie. Z przyczyn redakcyjnych nie jest to możliwe. Dlatego tylko najistotniejsze uwagi i cytowania umieszczono w przypisach i wstawkach w tekst, zaś część analityczna i obszerna dyskusja zaprezentowane zostaną w II tomie niniejszej monografii.

W spływie kohezyjnym ziarna grubsze, a więc tzw. fazy rozproszonej, podtrzymywane są w zawieszeniu siłami spójności (kohezji) drobnofrakcyjnej fazy rozpraszającej. Znikoma wartość krytycznego naprężenia ścinającego tej fazy powoduje, że przemieszczanie spływu zachodzi niemal bez tarcia wewnętrznego. Liczne prace szczegółowe, poświęcone subakwalnym procesom spływowym (Hampton 1970, 1972a, 1972b, 1975; Fisler 1971; Mountjoy, Playford 1972; Stanley 1969, 1974, 1980, 1981; Postma 1979, 1984a, 1984b; Ghibaudo 1980) przybliżyły pojęcie o mechanizmie ruchu oraz określiły hydrodynamiczne warunki transportu (Curry 1966; Sharp, Nobles, Johnson 1965, 1970; Johnson, Hampton 1969; Nemec, Steel 1984; Nemec et al. 1980). W spływie kohezyjnym więc ogromną rolę odgrywa skład granulometryczny przemieszczającej się masy. Im więcej w niej cząstek ilastych, tym ruch przebiega na wyższym poziomie energetycznym i tym siła spływu jest większa. Duże bloki lub klasty (najczęściej toczenie) wyrwanego z podłoża osadu utrzymywane są w zawieszeniu głównie przez kohezję drobnofrakcyjnego tła. Jeśli w spływie jest wiele wody porowej, a rozrzedzenia tła są znaczne (tym samym ruch szybki), wówczas istotną rolę odgrywają międzyziarnowe zderzenia. Pojawia się więc względnie mała składowa ciśnienia dyspersyjnego, nakładająca się na wartość podwyższonej w ruchu kohezji pozornej.

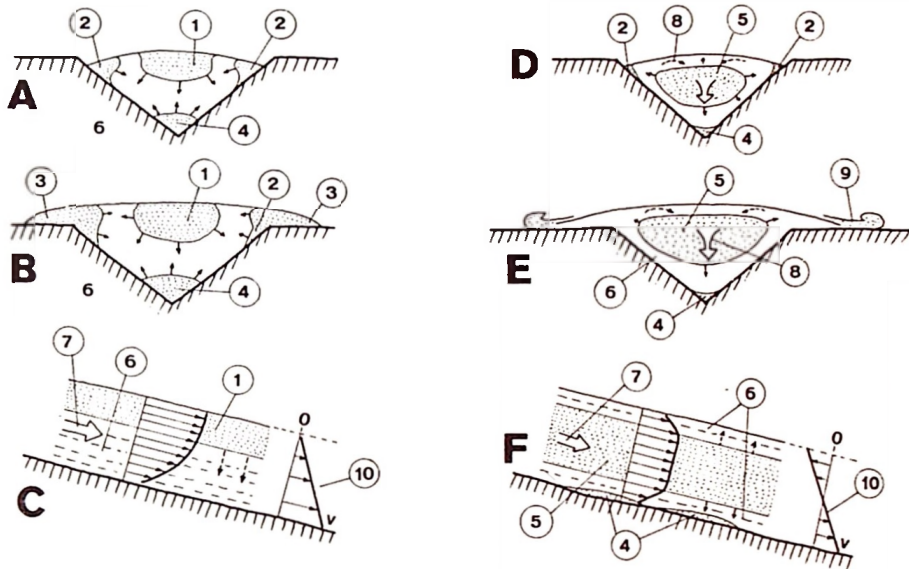
W spływach gęstych składowa ta nie odgrywa większej roli, największe elementy zaś często grzęzną pod swym ciężarem, w poruszającej się masie i przechodzą do transportu trakcyjnego, silnie niszcząc podłoże, lub ulegają depozycji. Badania Hamptona (1970, 1972a, 1975) udowodniły, że minimal-

ny udział frakcji ilastej, niezbędnej w chwili uruchomienia spływu, waha się w zależności od reszty składu ziarnowego mieszaniny, w granicach od 2 do 20%. Cechą charakterystyczną spływów kohezyjnych jest wzrastająca, ze zwiększeniem energii i tempa odkształcenia, dynamiczna lepkość pozorna. Cecha ta przyczynia się czasem do lokalnie znacznej erozyjnej roli spływów, szczególnie przymieszczaających się po świeżo zdeponowanych osadach w jeziorze. Niektóre, względnie powolne i gęste spływy o zasięgu kilkudziesięciu metrów erodują w podłożu rynny o ponad 1 m głębokości. Oznacza to, że nie zawsze w spągu spływu tarcie zanika całkowicie (Brodzikowski 1992b). Do istotnych zjawisk wspomagających ruch oraz zwiększających poziom energetyczny odkształcenia należą dylatacja i kawitacja.

Depozycja spływu kohezyjnego zachodzi w głównej mierze na drodze nagłego "zamrożenia" ruchu. Duża bezwładność jednak przemieszczającej się, lekko plastycznej masy, powoduje pewne zaburzenia tego procesu oraz pojawienie się wzrastających w czasie prędkości ujemnych, a tym samym istnienie odkształcenia jeszcze przez pewien czas po "zamrożeniu" głównej masy osadu. Aby spływ kohezyjny został zahamowany, składowa ścinająca siły ciężkości musi ulec zmniejszeniu do wartości siły oporu wywołanej lepkością gęstej masy spływu. W chwili zrównoważenia tych sił następuje nagłe "zamrożenie" ruchu i materiał ulega grawitacyjnemu osadzaniu. Jeżeli masa spływająca zawiera dużo cząsteczek ilastych "zamrożenie" ruchu nie jest natychmiastowe. Filtracja bowiem w takim ośrodku jest utrudniona i znaczne ilości wody porowej wolnej i słabo związanej (Grabowska-Olszewska, Sergejev 1977) zostają jeszcze "uwięzione" w masie spływu. W tym etapie następuje grzęźnięcie większych elementów w tle drobnofrakcyjnym oraz powolne, już grawitacyjne odkształcenie z powodu stopniowego odwadniania (kompakcja) (Brodzikowski 1982a, 1984, 1992b; Drozdowski 1982). Powolnie zachodzący proces filtracji powoduje, że nie mogą tworzyć się struktury ucieczkowe, takie jak w osadach spływów kolizyjnych.

W przemieszczającej się masie spływowej rozkład frakcji – nośnika (frakcji rozpraszającej) jest nierównomierny. Najczęściej gromadzi się ona w większej ilości w środkowej części łobu spływowego. Osady spływu więc w strefie powierzchniowej, dennej, a także niekiedy w bocznych krawędziach ulegają "zamrożeniu" jeszcze w czasie trwania procesu. W dalszej drodze są one biernie transportowane przez plastyczną masę i w niektórych sytuacjach mogą być lokalnie deponowane. Jeżeli stopniowe, fragmentaryczne zamrażanie części spływu jest w danych warunkach stałą tendencją w przebiegu procesu, może dojść do sytuacji, gdy sztywny "zamrożony wkład" będzie niesiony w środku poruszającej się masy (rys. 32) (Johnson 1970; Middleton, Hampton 1976). W niektórych sytuacjach powstanie takiego zamrożonego, sztywnego wkładu, momentowo może przyspieszyć ruch spływu. W efekcie ostatecznym jednak zazwyczaj powoduje jego spowolnienie (Johnson 1970; Hooke 1967).

Szczegółowe studia osadów spływów kohezyjnych, w tym badania eksperymentalne, udokumentowały, że ustabilizowanie na dnie zbiornika łobu nie jest ostatnim epizodem jego rozwoju. Zagadnienie to naświetlił Pos-



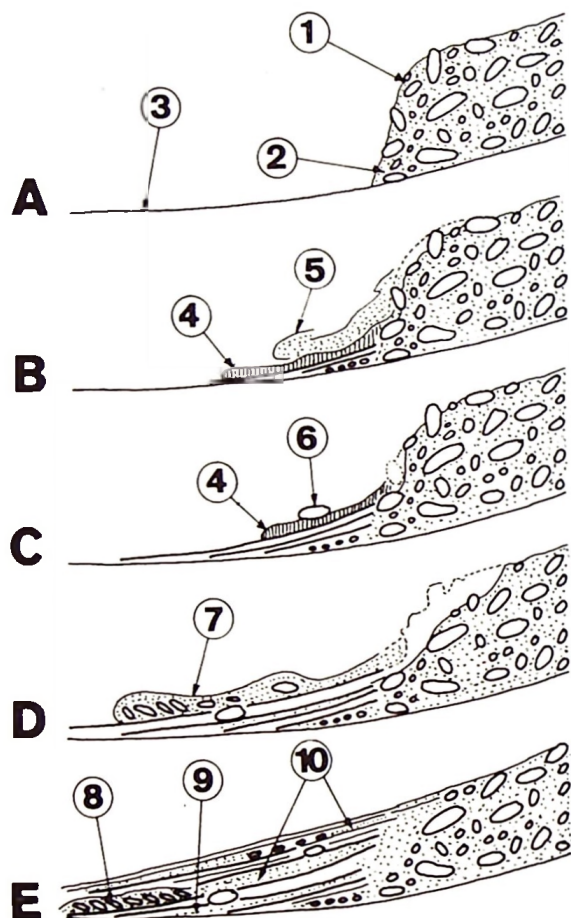
Rys. 32. Przebieg wyhamowywania spływu subakwalnego w porównaniu ze spływem subarealnym (za Middleton, Hampton 1976, graficznie zmienione).

A - C - przebieg wyhamowywania spływu subarealnego; D - F - przebieg wyhamowywania spływu subakwalnego; A,D - mieszczącego się w korycie; B,E - nie mieszczącego się w korycie; C,F - w przekrojach podłużnych; 1 - strefy martwe osi koryta; 2 - terasy; 3 - wały brzegowe; 4 - strefa martwa w dnie koryta; 5 - strefa martwa wewnętrzna; 6 - masa ruchoma, plastyczna; 7 - kierunek ruchu; 8 - tendencja grzęźnięcia; 9 - dennne prądy wzbudzone spływem; 10 - wektory ruchu.

Breaking of subaqueous mass flow in relation to those of subaerial origin
(after: Middleton, Hampton 1976, graphically changed).

A - C - breaking of subaerial mass flow; D - F - breaking of subaqueous mass flow; A,D - within the channel; B,E - passing the channel margins; C,F - in longitudinal sections; 1 - dead zones in the channel axis; 2 - terraces; 3 - levees; 4 - dead zone in the channel bottom; 5 - internal dead zone; 6 - moving plastic mass; 7 - movement direction; 8 - loading; 9 - bottom currents induced by gravity mass flow; 10 - vectors of flowage.

t ma (1974a, 1974b). Otóż zazwyczaj stromo zakończone czoło lobu spływu-
wego wskutek zachodzących w nim procesów trakcyjnych ulega grawitacyj-
nemu przemywaniu lub przesiewaniu (ang. *gravity - winnowing process*)
(rys.33). W efekcie tego procesu z czoła lobu wymyte są początkowo frakcje
drobne. Wypływają one na przedpole lobu w postaci małych prądów zawie-
sinowych w spągu, które mają cechy spływu kolizyjnego. Drobną, cieni-
ką uformowaną w efekcie tych procesów, nakładają się na siebie, tworząc
szczególny, laminowany "przekładaniec". Wskutek wymycia części drobnych,
większe ziarna tracą równowagę i grawitacyjnie przemieszczają się do nowej
pozycji statecznej. W schyłkowej fazie ruchu płaskie powierzchnie tych ziaren
orientują się skośnie doprądowo, tworząc imbrykację. Opisane "rozmazanie"



Rys. 33. Grawitacyjne rozmywanie czoła lodu spływowego (za: Postma 1984).

1 – czoło stagnującego lodu spływowego; 2 – piaszczysto-mułowe tło; 3 – podłoże; 4 – spływ kolizyjny ziaren; 5 – prąd zawieszinowy; 6 – głazik zniesiony kolejnym spływem kolizyjnym; 7 – gęsty łob spływowy z głazikami; 8 – Imbrykacja; 9 – warstwy drobnofrakcyjne w podstawie; 10 – laminy spływów kolizyjnych.

Gravity winnowing of the head of debris flow lobe (after: Postma 1984).

1 – the head of stopped debris flow; 2 – sandy and silty matrix; 3 – substratum; 4 – grain flow; 5 – suspension current; 6 – gravel which was transported with grain flow; 7 – dense flow lobe with gravels; 8 – imbrication; 9 – fine grained deposits in the base; 10 – grain flow laminae.

strefy czołowej spływu kohezyjnego powoduje w terenie często trudność w wyznaczeniu jego zasięgu (Postma 1984b). Zjawiska bardzo podobne do przedstawionych wyżej odnotowali Evenson et al. (1977) oraz Hicock et al. (1981) w subakwalnych osadach diamiktycznych.

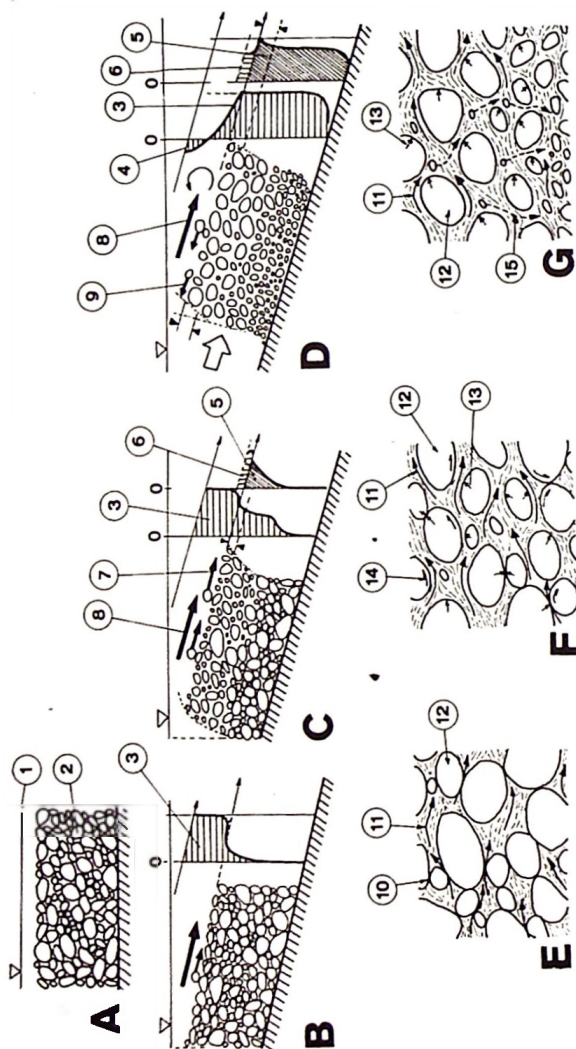
Teoria spływu kolizyjnego sformułowana została w wyniku eksperymentalnych badań Bagnolda (1954), potwierdzona zaś studiami terenowymi przez Shepparda (1961); Dilla (1966); Sheppard, Dill 1966) oraz

Stauffera (1967). Nieco późniejsze studia Kleina et al. (1972), Linka (1971) oraz Van der Kampa et al. (1973) sugerują, że osady spływów kolizyjnych są typowymi, proksymalnymi turbidytami lub przynajmniej są częścią sekwencji turbidytowej (ogniwo A). Bagnold (1954) i Middleton (1970) uważają, że spływy kolizyjne mogą zachodzić także na skłonach o znacznie mniejszym nachyleniu niż 30° . Tłumaczą to sytuacją, w której gęstość wód występujących pomiędzy poruszającymi się ziarnami jest większa od gęstości wód otaczających. Wówczas względny ciężar cząstek zmniejsza się i tym samym redukcji ulega krytyczna wartość ciśnienia dyspersyjnego, niezbędna do utrzymania ziaren w rozproszeniu. W tych warunkach ciśnienie dyspersyjne jest wywołane głównie grawitacyjnym "popychaniem" ziaren na stoku. Jego wartość zmienia się ze zmianą kąta nachylenia stoku (Middleton, Hampton 1976). Biorąc jednak pod uwagę fakt, że zasadniczą przyczyną wzrostu wód międzyziarnowych w spływie subakwalnym bywa domieszka frakcji drobnoziarnistych, najczęściej spływy takie należy traktować jako typowo turbidytowe, albo w skrajnych wypadkach, jako spływy kohezyjne.

Zasadniczym procesem depozycji osadów spływu kolizyjnego jest nagłe grawitacyjne osiadanie cząstek. Następuje to w chwili, gdy prędkość spływu zmniejszy się poniżej określonej wartości granicznej. Dochodzi wówczas to tzw. zamrożenia przesłony trakcyjnej (Gradziński et al. 1986, s. 225).

Typową strukturą osadów spływu kolizyjnego jest odwrócone warstwowanie frakcyjne (ang. *reversed graded bedding*). Genezę jego tłumaczy się dwojako. Middleton (1970) przyjmuje, że odwrócone uwarstwienie frakcyjne powstaje w efekcie kinetycznego przesiania drobniejszych ziaren ku spągowi poprzez pory pomiędzy poruszającymi się większymi ziarnami. Zdaniem tego autora, najprościej można to sprawdzić, wstrząsając pudełko wypełnione mieszaniną ziaren, np. kukurydzy i piasku (Middleton, Hampton 1976, s. 206). Bagnold swą teorię zaprezentował 16 lat wcześniej (Bagnold 1954, s. 62). Twierdzi on, że odwrócone uwarstwienie frakcyjne jest efektem wypychania większych ziaren ku powierzchni przez ciśnienie dyspersyjne. W stopie bowiem wartości naprężeń ścinających są mniejsze. Wyrazistość odwróconego uwarstwienia frakcyjnego zależy od lepkości przepływu, zależy od prędkości ruchu i od uziarnienia. Według Bagnolda (1954, 1968) zanika ono w przepływach piaszczystych lub względnie powoli przemieszczających się. Dyskusję tych zagadnień, stojących na pograniczu hydrodynamiki, sedimentologii, mechaniki gruntów, tektoniki i reologii, prezentują prace szczegółowe (rys. 34).

Fluidyzacja osadów piaszczystych (rzadziej zwirowych) oraz pyłowych jest procesem zachodzącym spontanicznie – nagle. Obejmuje wyłącznie osady o luźnym upakowaniu ziaren, które w początkowym etapie po akumulacji charakteryzują się równowagą chwiejną (Shepard, Dill 1966; Castro 1969). Gdy równowaga ta zostaje zniweczona, ziarna zaczynają się szybko przemieszczać, rozpoczynając swój ruch od spągu ku górze próby (Seed 1979). Przyczynia się to do nagłego ruchu wody w osadzie, która zaczyna się przemieszczać w kierunku jeszcze słabo upakowanych warstw stropowych.



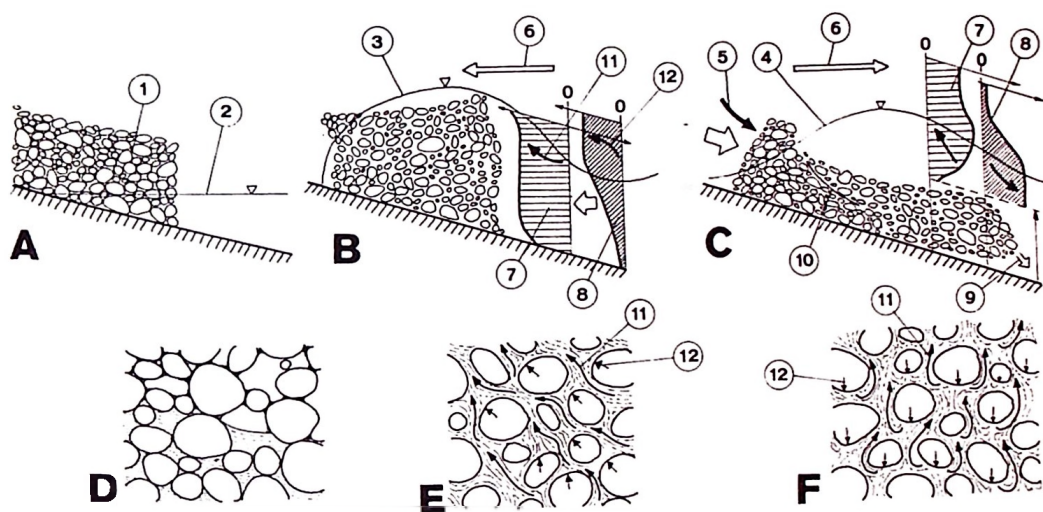
Rys. 34. Mechanizm ruchu ziaren w spływie kolizyjnym. Kolejne stadia ruchu masy (A - D) oraz odpowiadające im zachowanie ziaren (E - G).

1 - poziom wody; 2 - osad granulacyjny; 3 - wykres intensywności filtracji towarzyszącej prądom trakcyjnym; 4 - odcinek prądu wstecznego; 5 - wykres intensywności ruchu masy ziarnowej; 6 - prędkość ziaren poruszanych prądem na powierzchni spływu; 7 - traktacja powierzchniowa; 8 - wektor prądu trakcyjnego; 9 - traktacja wsteczna przy szybkim spływaniu masy; 10 - kontakty strykowe ziaren; 11 - kierunek filtracji wody; 12 - ziarna; 13 - styl kolizyjny; 14 - rotacja ziaren; 15 - opadanie drobnych cząstek, w dużych porach w dół, próby kinetyczne - przesiewanie.

The mechanism of grain motion in collision flow. The stages of mass movement (A - D) and adequate grains behaviour (E - G).

1 - water level; 2 - granular deposit; 3 - curve of filtration intensity caused by traction current; 4 - back flow; 5 - curve of mass movement intensity; 6 - single grains speed which was moved on the grain flow surface; 7 - surficial traction; 8 - traction current vector; 9 - backward traction due to fast mass flowage; 10 - grain contacts; 11 - direction of water filtration through the sediment; 12 - grains; 13 - falling down the sample of finer grains due to kinetic sieving.

Filtracja wody zwiększa wyraźnie ciśnienie porowe. Przekracza ono znacznie wartości normalnego ciśnienia hydrostatycznego w próbce. Ziarna zaczynają być "unoszone" przez filtrującą ku górze wodę, a przestrzenie porowe powiększają się (rys. 35). Pojawia się ciśnienie dyspersyjne, które powoduje tak



Rys. 35. Mechanizm ruchu ziaren w spływie upłynnionego materiału. Kolejne stadia ruchu masy wywołanego falowaniem (A – C) oraz odpowiadające im zachowanie ziaren (D – F).

1 – osad granularny; 2 – poziom wody; 3 – czoło postępującej fali; 4 – strop opadającej fali; 5 – wektor ruchu fali; 6 – kierunek ruchu wody zbiornika; 7 – wykres filtracji; 8 – wykres ruchu masy ziarnowej; 9 – kierunek ruchu czoła spływu; 10 – powierzchnia graniczna – spąg upłynnienia; 11 – kierunek filtracji; 12 – kierunek ruchu upłynnionej masy oraz pojedynczych ziaren.

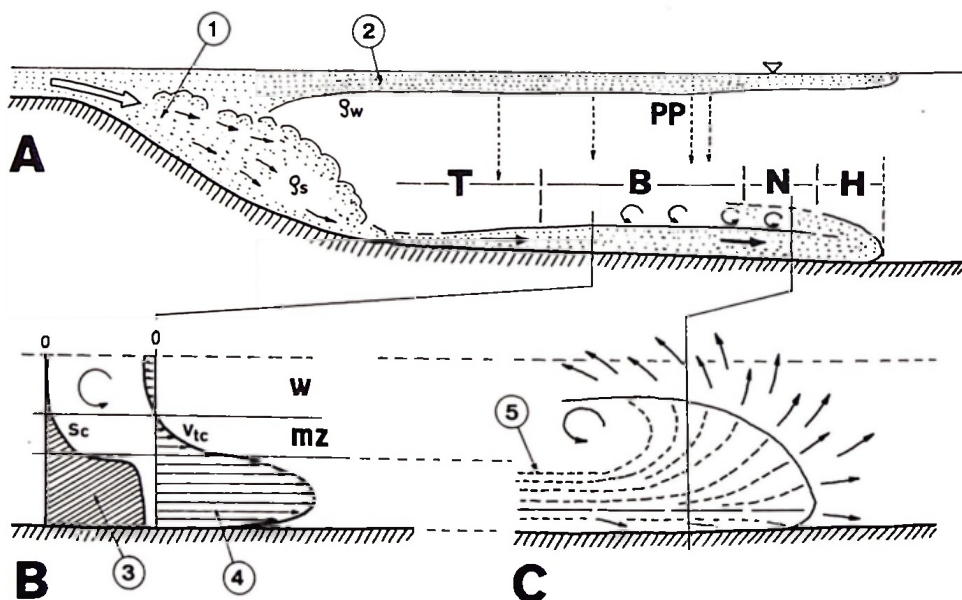
The mechanism of grain motion during liquidization caused by wave action. The stages of mass movement (A – C) and adequate grains behaviour (D – F).

1 – granular sediment; 2 – water level; 3 – the head of migrating wave; 4 – the top of lapsing wave; 5 – wave vector; 6 – direction of the lake water movement; 7 – filtration intensity curve; 8 – grains movement intensity curve; 9 – direction of the wave head motion; 10 – the base of liquidization; 11 – direction of filtration; 12 – direction of liquified mass movement as well as of single grains within the sample.

ogromną redukcję wartości naprężeń ścinających, że osad spoczywający na stoku o nachyleniu $3 - 10^0$ (Middleton 1968; Middleton, Hampton 1976) błyskawicznie przemieszcza się grawitacyjnie w dół. Ruch trwa do momentu, gdy z próby wyciśnięte zostaną znaczne ilości wody porowej. W wa-

runkach subakwalnych, zachodzi to wolniej niż na powierzchni terenu. Nowa równowaga ziaren po zatrzymaniu spływu jest zazwyczaj równowagą trwałą. Osad tak powstały charakteryzuje znacznie silniejsze upakowanie elementów. Depozycja ze spływów likweflukcyjnych jest szybka i polega na opisywanym uprzednio "zamrożeniu struktury".

Najbardziej skomplikowany, z punktu widzenia mechaniki, jest spływ turbidytowy, przypominający w ruchu lawinę śnieżną. Najszybszym ruchem charakteryzuje się najgęstsza i najcięższa przyspągowa część prądu zawiesinowego. W części czołowej wektory ruchu podginają się ku górze w taki sposób, że nad czołem formują się komórki wirowe. Kierunki ruchu zawiesziny są w niej analogiczne jak w strefie czołowej. Kształt prądu turbidytowego w chwili uruchomienia (które ma charakter pulsacji – ang. *surging*) jest nieco



Rys. 36. Charakterystyka mechaniczna ruchu prądu turbidytowego oraz struktura prądu.

PP – depozycja parapelagiczna; ρ_w – gęstość wody; ρ_s – gęstość zawiesziny; T – ogon prądu turbidytowego; B – środkowa część prądu turbidytowego; N – nabrzmienie czoła prądu; H – czoło prądu; w – woda; mz – strefa mieszana; Sc – koncentracja zawiesziny; Vtc – prędkość turbidytu; 1 – dostawa hiperpikalna; 2 – dostawa hopopikalna; 3 – wykres koncentracji zawiesziny; 4 – wykres prędkości ruchu; 5 – kierunek przepływu masy w strefie czołowej prądu turbidytowego.

Mechanical characteristic and structure of turbidity current.

pp – parapelagic deposition; ρ_w – water density; ρ_s – suspension density; T – tail of turbidity current; B – body of turbidity; N – neck of turbidity; H – head of turbidity; w – water; mz – mixing zone; Sc – suspension concentration; Vtc – velocity of turbidity; 1 – hyperpycnal input; 2 – hypopycnal input; 3 – suspension concentration curve; 4 – turbidity velocity curve; 5 – direction of the suspension within frontal part of turbidity.

inny. Czoło prądu ma miąższość najmniejszą, końcowa strefa zaś, czyli nasada prądu – największą. Proporcje te odwracają się w czasie przebytej drogi (Bell 1942; Kuenen 1950b, 1957a; Kuenen, Migliorini 1950; Simpson 1969, 1972; Allen 1971a, 1982; Reading 1978), (rys. 36).

Dynamika prądów zawiesinowych może w trakcie ich oddziaływania ulegać zmianom. Wpływają na to wszelkie czynniki prądotwórcze (por. akapity poprzednie) oraz rzeźba dna basenu depozycyjnego. Prądy wyhamowywane mogą ulegać przyspieszeniu, co w historii ruchu może powtarzać się wielokrotnie. Zjawiska te znajdują odzwierciedlenie w wykształceniu sekwencji facjalnej deponowanych przez nie osadów.

Interpretacja mechanizmu depozycji osadów turbidytowych ma bardzo istotne znaczenie dla odtworzenia dynamiki zbiorników glacialimnicznych. Pozwala bowiem na rekonstrukcję częstotliwości występowania i intensywności prądów, co w połączeniu z odtworzeniem morfogenetycznych aspektów depozycji, umożliwia interpretację dynamiki dopływów ablacyjnych, a nawet w środowisku terminoglacjalnym, zachowania czoła lądolodu.

Ruch w obrębie prądu zawiesinowego ma charakter turbulencyjny. Turbulencja spowodowana jest różnicami lepkości pomiędzy podłożem a prądem turbidytowym oraz pomiędzy stropową powierzchnią prądu a wodą zbiornika, w której ruch zachodzi. Warunkiem rozpoczęcia ruchu, a więc inicjacji prądu turbidytowego jest nagły dopływ energii powodujący wzbudzenie ruchu już zdeponowanych ziaren na powierzchni depozycyjnej. Ziarna te poderwane z dna tworzą zawiesinę, która, jako gęściejsza od medium otaczającego, może zacząć grawitacyjnie przemieszczać się po łagodnym skłonie. Poruszający się po powierzchni depozycyjnej prąd turbidytowy sam już swą energią wzbudza ruch ziaren spoczywających na dnie. Ziarna te poderwane z powierzchni poruszają się wraz z nim, czyniąc prąd mobilniejszym, poprzez zwiększenie jego gęstości, a tym samym energii kinetycznej. Mechanizm ten nosi nazwę autosuspensji (ang. *autosuspension*, Bagnold 1954, 1962, 1968). W ten sposób ruch prądu turbidytowego po nachylonej powierzchni traktowany być może jako proces samonapędzający się. Teoretycznie więc, prąd taki może ani nie erodować podłoża, ani nie deponować osadu. Jest on formą transportu materiału. W rzeczywistości, zjawisko to nie jest jednak takie proste (Middleton, Hampton 1976).

W czasie ruchu, prąd turbidytowy traci transportowany osad przez wyhamowanie energii czoła (w warunkach zmniejszenia nachylenia powierzchni), bądź w "słabszej" swej części końcowej, czyli u nasady prądu. Strefa czołowa stopniowo coraz słabsza, ulega rozpraszaniu przez przyłączanie coraz większej ilości wody z otoczenia. Mimo to, do czasu zakończenia ruchu autosuspensją zachodzi w strefie czoła, jeśli nawet w obrębie reszty prądu turbidytowego dominuje już depozycja. Początkowo deponowany jest osad o najgrubszym uziarnieniu, z upływem czasu zaś i spadkiem energii, osad coraz drobniejszy. Prąd turbidytowy może tracić energię z wielu przyczyn. Do podstawowych należą: zmniejszenie nachylenia stoku, redukcja turbulencji, wypływ z koryta na płaską powierzchnię depozycyjną oraz "zderzenie" z innym prądem zawiesinowym. Transport trakcyjny w tych warunkach praktycznie

nie ma miejsca, gdyż złożony osad jest prawie natychmiast pogrzebany pod kolejnymi warstwami akumulowanego materiału.

Ogniwo A, to litofacie masywne oraz warstwowane frakcjonalnie. Warstwowanie frakcjonalne normalne, proste, najczęściej obejmuje osady o najgrubszym uziarnieniu, deponowane w spągu sekwencji. Jest ono typowe dla prądów turbidytowych, o niezbyt wielkiej gęstości (Middleton 1967). Odwrócone warstwowanie frakcyjne charakteryzuje szybką depozycję z gęstych prądów turbidytowych (Fisher 1971). Osady charakteryzujące się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym w spągu, w stropie wykazują gradację normalną. Osady o drobniejszym uziarnieniu wykazują czasami ślady poziomej laminacji. Struktury takie pojawiają się w spągu niektórych turbidytów. Osady ogniwa A o uwarstwieniu frakcjonalnym oraz lokalnie laminowane występują w końcowym odcinku prądu turbidytowego. Osady o strukturze masywnej, to efekt nagłej depozycji unoszonego materiału w chwili szybkiego wyhamowania czoła prądu. Gradacja ziaren nie może wówczas powstać, gdyż zdeponowany osad przez pewien czas jest jeszcze w stanie upłynnionym, a więc zachodzi w nim jeszcze ciągła migracja wody (Middleton 1967, Middleton, Hampton 1976). Warstwy o strukturze masywnej powstają głównie w proksymalnym odcinku prądu turbidytowego.

Depozycja ogniwa B, to proces rozwijający się w warunkach górnego ustroju przepływu. Odpowiada on laminacji płaskiego ruchomego dna. Powstający osad wykazuje raczej smugowanie niż wyraźne warstwowanie, gdyż ogniwo B nie jest zazwyczaj frakcjonalnie zróżnicowane. Nie wstępuje tu typowa dla tego typu litofacji lineacja oddzielnościowa (ang. *parting lineation*). Ziarna wykazują orientację zgodną z kierunkiem ruchu. W niektórych wypadkach, w szczególnie grubofrakcyjnych ogniwach tego typu, pojawia się imbrykacja doprądowa (Walker 1975). Ogólnie można stwierdzić, że geneza ogniwa nie jest całkowicie jasna. Część danych bowiem przemawia za tym, że budują je typowe osady płaskiego ruchomego dna, część zaś, że są to szczególne odmiany małej skali form antywydmowych (Hand 1974; Hand et al. 1972). Antywydmowy formowane przez prądy turbidytowe charakteryzuje długość falowa 12-krotnie przekraczająca miąższość prądu. Biorąc pod uwagę, że olbrzymie prądy zawieszonowe charakteryzuje miąższość około 1 m, trudno jednoznacznie określić, szczególnie w drobnych turbidytach, ewidentne pochylenie smugowań, zwłaszcza że miąższości ogniwa B są zwykle niewielkie (Skipper 1971).

Ogniwo C. Warstwowanie riplemarkowe o typowo wstępującym charakterze powstaje tu w wyniku kombinacji oddziaływania trakcji oraz szybkiego opadania ziaren piaszczystych z zawiesiny. Kąt wspinania oraz przejścia pomiędzy odmianami struktur riplemarkowych (A, B) mogą zmieniać się w profilu sekwencji. Oznacza to zmiany proporcji pomiędzy rolą trakcji dennej a opadaniem ziaren (Jopling, Walker 1968; Walker 1969). Ze zmian tych można odczytać szereg aspektów dynamiki prądu turbidytowego (Allen 1971c, 1971d).

Ogniwa D i E. Geneza poziomej laminacji reprezentującej człon D sekwencji turbidytu nie jest dobrze poznana. Jest ona przypisywana opadaniu

ziaren poprzez przydenną warstwę laminarną w prądzie, gromadzeniu się ziaren płatami, na powierzchni dna lub ich opadaniu z nierównomiernie rozcięńczonych "kłębow" zawiesiny (Gradziński et al. 1986, s. 217). Warunki takie charakteryzują płaskie dno dolnego ustroju przepływu. Ogniwo E to masywne lub frakcjonalnie uwarstwione muły i ły, ze sporadycznym smugowaniem, deponowane *de facto* z nieruchomej zawiesiny, unoszącej się nad strefą przemieszczania prądu turbidytowego (Jopling, Walker 1968; Middleton, Hampton 1976).

Ważnym elementem w interpretacji glacialimnicznych, drobnofrakcyjnych turbidytów są ślady prądowe na spagowych powierzchniach ławic. Spąg ławicy turbidytowej w zbiorniku glacialimicznym zazwyczaj tworzy masywny zestaw mułowy lub ilasty, reprezentujący ogniwo E poprzedniego turbidytu. Osad taki jest szczególnie podatny na prądowe modelowanie, przez co często jego ślady bywają w nim zachowane. Przemieszczające się czoło prądu turbidytowego silnie oddziałuje na powierzchnię depozycyjną, powodując powstawanie trzech podstawowych kategorii śladów prądowych. Są nimi ślady erozji i rozmywań (ang. *flute marks*, *scour marks*), ślady przedmiotów (uderzenia, wleczenia, itp., ang. *tool marks*) oraz struktury obciążeniowe. Ślady prądowe obserwuje się także w obrębie członu B i C opisywanej, klasycznej sekwencji (Dżułyński, Walton 1965; Allen 1982; Gradziński et al. 1986).

ZAKRES STOSOWANIA INTERPRETACJI "TURBIDYTOWEJ"

Z przedstawionego materiału wynika, że większość procesów depozycyjnych w zbiorniku glacialimicznym można, nie popełniając większego błędu wobec panujących dziś w sedymentologii tendencji, zinterpretować, stosując teorię prądów zawiesinowych, czyli turbidytów. Ogniwo A takiego szeroko pojmowanego prądu może reprezentować dowolny z omówionych, rodzaj spływu subakwalnego, a najczęściej jakąś formę przejściową pomiędzy wydzielonymi odmianami. Spotyka się je nie tylko na dennych równinach jeziora, lecz także w korytach subakwalnych, w osadach stożków subakwalnych, na skłonach delt, w strefach prodeltowych; można się ich bez trudu dopatrzeć w ogniwach akumulowanych przez prądy trakcyjne. Wspólną ich cechą jest struktura masywna, bądź też uziarnienie frakcjonalne.

Rozpatrując tak samo ogniwo B sekwencji, stwierdziłem, że w wypadku wykształcenia piaszczystego lub piaszczysto-mułowego, odpowiada ono dokładnie osadom prądów trakcyjnych, które przecież, co opisywano dokładnie poprzednio, mało mogą mieć wspólnego z turbidytami. To samo dotyczy, choć być może w innym zakresie, ogniwa C.

Paralaminację, charakteryzującą ogniwo D również mogą tworzyć w mułowych, świeżo złożonych osadach, bardzo słabiotkie, zupełnie nawet lokalne, prądy trakcyjne, swobodna akumulacja ogniwa E to nic innego jak omówiona już, depozycja parapelagiczna. Różnica ma tu polegać wyłącznie na tym,

że ility turbidytowe osiadają ze swobodnych zawieszin dennych, podczas gdy parapelagiczne opadają na dno z większej wysokości, gdyż pochodzą z prądów powierzchniowych, podpowierzchniowych (termoklinalnych) i nad-dennych. Oczywiście nie istnieje prawie żadna realna szansa odróżnienia tych dwu kategorii osadów.

Każde więc ogniwo, występujące w sekwencji turbidytowej tak pełnej A – E, jak i niepełnej, np. CDE, może być zinterpretowane poprawnie, jako efekt określonego, istniejącego i działającego w zbiornikach glacialimnicznych procesu sedymentacyjnego. Będzie to interpretacja "względnie" poprawna. O ile bowiem każdy z opisanych jednostkowych procesów sedymentacyjnych może funkcjonować zupełnie samodzielnie, rzadko zdarza się to w rzeczywistości, poza laboratoriami sedymentologicznymi. Przykładowo, depozycja parapelagiczna niemal zawsze ulega zaburzeniom prądami trakcyjnymi, co wynika z ogólnej dynamiki wód jeziora. Intensywna trakcja denna najczęściej powoduje kolizyjny przepływ ziaren w tzw. warstwie przyściennej. Spływowi kohezyjnemu towarzyszy "przemywanie" będące procesem pośrednim między erozją trakcyjną i przepływem turbidytowym. Spływ taki ponadto, erodując podłoże, zawsze wzburzy przydenną warstwę wód i uniesie zawieszinę, która po ustaniu ruchu, spokojnie osiadzie na dnie.

Teoria turbidytowa umożliwiła powiązanie wszystkich opisanych procesów w nierozdzielny system. W tym właśnie – i jedynie w tym, tkwi sedno jej uniwersalności. Przy stosowaniu tej teorii w praktyce badań osadów glacialimnicznych, trzeba koniecznie pamiętać, jakie ograniczenia ma ona w tym specyficznym środowisku. Bezkrytyczne jej stosowanie bowiem w wyjaśnieniu genezy sekwencji glacialimnicznych będzie tak samo tylko "względnie" poprawne, jak w poprzednim wypadku, całkowite jej pominięcie.

Niniejsze podsumowanie pozwala na wyciągnięcie wysoce praktycznego i bodaj najważniejszego dla badaczy wniosku ogólnego. Otóż, mechanizmy grawitacyjnego transportu subakwalnego, w większości uznawane za szeroko pojęte zjawiska ruchu lawinowego (ang.: *avalanches*, Nemec 1990) można *de facto* sprowadzić do siedmiu kategorii (Brodzickowski 1992b, tab. 1, 2, 3): trakcji, osypywania, spływania fluidalnego, spływania plastycznego, osuwania, ześlizgiwania oraz spełzywania. Spływanie fluidalne oraz plastyczne to kategorie obejmujące cztery podstawowe rodzaje grawitacyjnych spływów masowych (w ujęciu klasycznym). Trakcja jest procesem indukowanym przez wzbudzony uprzednio prąd denną (dowolnej genezy), zaś pozostałe cztery kategorie transportu to typowe ruchy ziarnowe (osypywanie) lub *en masse* (osuwanie, ześlizgiwanie, spełzywanie), gdzie kryterium rozróżnienia polega na identyfikacji stopnia i charakteru (tylko strefowego) zniszczenia ośrodka (Campbell 1989a, 1989b; Mandl 1988; Farrel, Eaton 1988). Dlatego interpretacja (tu:) osadów glacialimnicznych w praktyce terenowej może swobodnie ograniczyć się do identyfikacji wymienionych mechanizmów, co w opracowaniu kameralnym, przy skompletowanej dobrej dokumentacji, łatwo uogólnić można, podporządkowując zaobserwowane prawidłowości koncepcji turbidytowej. Jest to, moim zdaniem, jedyna właściwa i poprawna droga tworzenia modeli facjalnych środowisk zbiornikowych (Brodzickowski 1992c). Szczegółowe omówienie tego zagadnienia oraz przykłady terenowe zaprezentowane zostaną w II tomie niniejszej monografii.

INTERPRETACJA STANOWISK

Każdy niemal duży zbiornik glacialimniczny dostarcza wielu doskonałych przykładów sekwencji utworzonych przez subakwalne, grawitacyjne spływy

mas. Największą ich ilość miałem okazję obserwować w rowie Kleszczowa, skąd pochodzą wszystkie prezentowane poniżej przykłady (Brodzickowski 1992b; Brodzickowski, Van Loon 1991; Brodzickowski, Zieliński 1992a, 1992b; Gruszka 1992).

Osady tyrbiditytowe środkowej części zbiornika terminoglacjalnego przedstawia fot. 32 (stanowisko Piaski 4). Występują one w postaci około 150-centymetrowych pakietów rozdzielonych 50-centymetrowymi warstwami subakwalnych diamiktytów spływowych (fot. 32b – ogniwa 1 i 2). Warstwy turbiditytowe charakteryzuje miąższość 5 – 10 cm oraz minimum trójczołowa budowa (fot. 32a). Dolna część każdego cyklu odpowiada osadowi spływu kohezyjnego, przechodzącego ku górze w muł o wyraźnej przeróbce prądowej. W stropie pojawia się frakcjonalnie uziarniona warstewka mułowo-łzysta, zwieńczająca cykl. Człon środkowy turbiditytów podobnie jak niekiedy najwyższy, jest zwykle dwudzielny. Jego część dolna to delikatnie smugowany muł, z niewielką domieszką piasku drobnopiaszczystego. Jest to prawdopodobnie odpowiednik ogniwa B w sekwencji Boumy. Powyżej występuje cienka, jaśniejsza, 2 – 4-milimetrowa lamina tego samego materiału, być może zubożonego nieco w części spławialne. Może być ona paralelizowana z embryonalną formą ogniwa C turbiditytu. Wyższa część członu środkowego, to ponownie delikatnie smugowany muł o drobniejącym ku górze ziarnie. Ta warstewka może być odpowiednikiem ogniwa D sekwencji Boumy. Najciemniejsze zestawy lamin w cyklach, to górne części ogniw D oraz początek akumulacji zawieszinowych ogniw E. Zdjęcie ukazuje ponadto duże zróżnicowanie miąższości poszczególnych cykli spływowych, co informuje o zmieniającym nasileniu procesów spływowych.

Fotografia 33 (stanowisko Chojny 3) przedstawia dystalne turbidityty glacialimniczne. W poszczególnych cyklach zachowane są wyłącznie trzy górne ogniwa klasycznej sekwencji Boumy (C – E). Każdy cykl rozpoczynają trakcyjne struktury riplemarkowe, kończą zaś osady swobodnie opadającej łąkowej zawiesziny (fot. 33b).

Wyjątkowo ciekawe sekwencje, łudząco podobne do typowo turbiditytowych, obserwowałem w stanowisku Łękińsko (fot. 34) u podnóża bardzo rozległej delty, której zestawy foresetowe osiągały łączną miąższość ponad 30 m. W sekwencjach tych około 15 cm grubości w spągu, występował osad subakwalnego spływu kohezyjnego (fot. 34a – ogniwo 1), przechodzący ku górze w laminowany prądowo diamiktyt (ogniwo 2) oraz dalej, w laminację falistą (ogniwo 3). Powyżej mułowo-drobnopiaszczystych lamin, o typowo prądowym zmarszczeniu, występowały riplemarki piaszczyste (ogniwo 4) przykryte wielozestawem lamin łąkowych, genezy parapelagicznej. Przeciw interpretacji "turbiditytovej" opisanych sekwencji przemawiała przede wszystkim znaczna miąższość osadów oraz wyjątkowo rozbudowane ogniwo laminacji falistej, przykryte osadem trakcyjnym. Taki układ świadczy bowiem nie tylko o dodatkowej dostawie, ale i o znacznym przyspieszeniu prądu, co w strefie przedpola delty, wygodniej jest tłumaczyć mechanizmami sedymentacji typowymi dla stożków prodeltowych (por. rozdz. interpretacji osadów prądów trakcyjnych). Ogniwo 1 w analizowanej sekwencji było więc osadem

spływu kohezyjnego, który może nieco dalej, przeszedł w fazę prądu zawieszinowego. Dowodem na to, że cykl prezentowany na fot. 34a nie powinien być interpretowany jako turbidyt, jest obraz jednego z sąsiednich cykli (fot. 34b), w którym prócz typowo trakcyjnej laminacji poziomej, widzimy kilka odrębnych cienkich horyzontów spływowych.

Przykład mułowego spływu kohezyjnego związanego najprawdopodobniej z prądem zawieszinowym, ilustruje fot. 35. Stanowisko to, zlokalizowane w dystalnych częściach rozległego zbiornika, prezentowane było przy okazji omawiania osadów zawieszin parapelagicznych (fot. 27a – punkt 2). Występują w nim mułowe letnie i ilaste zimowe wielozestawy. Typowy spływ kohezyjny, niosący drobne klasty, zbudowane ze złożonych dawniej lamin ilowych (fot. 35b – ogniwo 4 – 5) przechodzi w stropie w niewyraźną laminację prądową (ogniwo 6). W podstawie również występują ślady laminacji. Ta sekwencja może być interpretowana jako bardzo silny, dystalny turbidyt zainicjowany, być może, przez odległe, subakwalne osuwisko. W tej części zbiornika jego przyczyną mógł być również bodziec endogeniczny. W obrębie wielozestawu zimowego obserwujemy typowe dystalne turbidyty (fot. 35a – ogniwo 8) oraz osad depozycji parapelagicznej (ogniwo 7 i 10).

Spływy kolizyjne są typowymi zjawiskami rozwijającymi się w obrębie subakwalnych stożków. Ilustrują je fot. 36 i 37 ze stanowiska Czyżów. W stanowisku tym odsłania się około 5-metrowej miąższości sekwencja piaszczystego stożka subakwalnego zbudowana z wielozestawów płasko-równoległych warstwowań nachylonych (Si). Poszczególne cykle depozycyjne wykazują odwrócone (fot. 36a – ogniwo 2) lub złożone (fot. 37a – ogniwa 1 – 3) uziarnienie frakcjonalne. Częste są struktury płomieniowe, tu wzbudzone zawirowaniami prądów trakcyjnych. Cytowane fotografie doskonale ilustrują równocześnie cechy subakwalnych osadów prądów trakcyjnych.

Diamiktyczne, gęste spływy kohezyjne w sekwencji prodełtowej ilustruje fot. 38. Zbiornik, w którym deponowany był osad, miał strefowo bezpośredni kontakt z aktywnym czołem lodu. Świadczą o tym napławiane klasty diamiktyczne (fot. 38b), obecne zarówno w osadach spływowych jak również w obrębie osadów stożka prodełtowego (ogniwo 2).

Powierzchnie ławic w osadach glacialimnicznych mają często wiele śladów prądowych. Do najczęstszych należą różnorodne rozmycia erozyjne i bruzdy (fot. 39b) oraz riplemarki (fot. 39a).

OSADY OSUWISK SUBAKWALNYCH

Jest to, w glacialimnicznym środowisku, najłabiej znany mi rodzaj osadu. Spośród obserwowanych kilku zaledwie przykładów, dwa tylko miałem okazję studiować dokładnie. W literaturze "glacialnej" problem ten jest rzadko sygnalizowany. Ostatnio pojawiło się kilka prac omawiających zjawiska, które stoją na pograniczu subakwalnych osuwisk i wielkoskalowych, subakwalnych spływów mas (Andersen, Bjerrum 1967; Eyles N. 1987; Eyles N., Clague 1987; McCabe et al. 1987; Eyles N. et al. 1988).

Problem osuwisk subakwalnych, w szerokim sensie, ma bogatą dokumentację w literaturze poświęconej środowiskom morskim, w tym głównie basenom fliszowym (Karlsrud, By 1981; Karlsrud, Edgers 1982; Saxov, Nieuwenhuis 1982, Prior, Coleman 1982, 1984). Bardzo obszernie omówiony był w rozprawie Dżułyńskiego, Waltona (1965). W zakresie bardzo ogólnym znany jest również ze środowiska glacialimorskiego (Eyles C.H. et al. 1985).

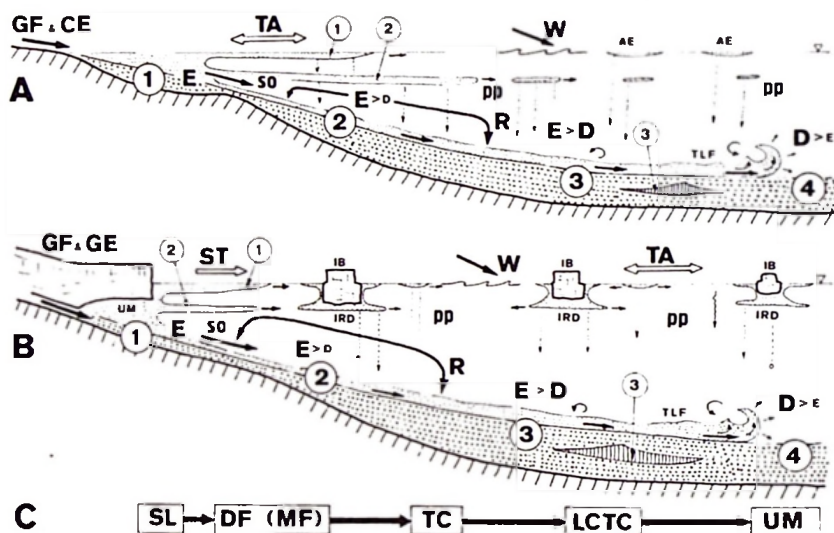
MORFOGENETYCZNE ASPEKTY ROZWOJU I DEPOZYCJI

Proces subakwalnych osuwisk i ześlizgów, rzadziej obrywów zachodzi na skutek zachwiania stateczności subakwalnych stoków, zbudowanych zwykle z wcześniej zdeponowanych glacideltowych i glacialimnicznych osadów. Jest to proces nagły, szybko rozwijający się. Prócz wyraźnego nachylenia stoku, czynnikiem niezbędnym w jego rozpoczęciu jest zwykle bodziec zewnętrzny, zbliżony do opisywanych przy subakwalnych spływach grawitacyjnych (wstrząs sejsmiczny itp). Są jednak znane przykłady osuwisk powstałych wyłącznie grawitacyjnie przez przekroczenie wytrzymałości świeżo złożonego osadu w pozycji stokowej. Miejscami predysponowanymi dla rozwoju tego procesu są skłony delt i stożków subakwalnych, czyli strefy największych nachyleń.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Osady osuwisk subakwalnych bywają szeroko rozprzestrzenione w glacialimnicznych basenach sedymentacyjnych. Ich niewielkie ilości docierają nawet

do dystalnych części jezior. Dzieje się tak dlatego, że przemieszczająca się, osunięta masa ulega rozdrabnianiu i zwykle przechodzi na swej drodze w rodzaj spływu kohezynego, dalej zaś, niekiedy w prąd zawieszinowy. Cechy ich rozprzestrzeniania są podobne do opisywanych w wymienionych kategoriach osadu. Model rozprzestrzeniania tych osadów opracował, na przykładzie środowisk morskich, Stanley (1981) (rys. 37).



Rys. 37. Transformacja grawitacyjnych procesów spływowych w profilu zbiornika (C) proglacialnego (A) oraz terminoglacjalnego (B) (na podstawie: Stanley 1981, zmienione i uzupełnione).

GF – dostawa glacialfluwialna; GE – dostawa z erozji glacialnej; CE – dostawa z erozji wybrzeża; TA – pływy; ST – pływy pulsacyjne; W – działalność fal wywołanych wiatrem; E – erozja; D – depozycja; R – redepozycja; pp – depozycja parapelagiczna; IRD – depozycja z napławiania; IB – góry lodowe; AE – dostawa eoliczna; UM – wytapianie subakwalne; TLF – turbidyt; so – zmyw; SL – osuwiska, ześlizgi – strefa 1; DF (MF) – spływy rumoszowe lub mulowe – strefa 2; TC – prądy turbiditytowe – strefa 3; LCTC – rozrzedzone prądy turbiditytowe – strefa 3; UM – jednorodny mul – strefa 4; 1 – prądy przypowierzchniowe; 2 – prądy naddenne; 3 – płyty deformacyjne.

Subaqueous gravity flow transformations along the lake slope (C) in proglacial (A) and terminoglacal basin (B) (after: Stanley 1981, changed and completed).

GF – glacialfluvial input; GE – input due to glacial erosion; CE – input due to coastal erosion; TA – tidal action; ST – surge tides; W – wave action; E – erosion; D – deposition; R – redeposition; pp – parapelagic deposition; IRD – ice rafted debris; IB – ice bergs; AE – aeolian input; UM – undermelting; TLF – turbid layer flow; so – split over; SL – slumping, sliding – zone 1; DF (MF) – debris flow mud flow – zone 2; TC – turbidity current – zone 3; LCTC – low concentration turbidites – zone 3; UM – uniform mud – zone 4; 1 – overflow; 2 – interflow; 3 – deformation slabs slumped debris, rafts.

Forma występowania bywa bardzo zróżnicowana. W strefach bliskich obszarowi źródłowemu, jeżeli tam dochodzi do depozycji finalnej (co raczej jest zjawiskiem rzadkim) osady te mogą przyjmować formę nieregularnych so-

czew lub warstw. Dalej od źródła tworzą zawsze fragment warstwy lub zestawu akumulowanego najczęściej w procesach spływowym. W warstwie takiej drobne klasty i płyty deformacyjne zajmują zmienne położenie; zwykle są rozproszone w całej jej masie. W dystalnych partiach jeziora stanowią one zaledwie domieszkę wielozestawów deponowanych przez prądy zawiesinowe (fot. 35b). Gromadzą się przeważnie w obrębie ognia A.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

Osady osuwisk subakwalnych należą do szczególnej grupy sedymentów. Tworzą je nagromadzenia fragmentów redeponowanych warstw. Fragmenty te, to różnego rodzaju, kształtu i wielkości bloczki, odłamki, toczące i płyty deformacyjne (Książkiewicz 1958; Dzułyński 1963; Dzułyński, Walton 1965). Często charakteryzują się fragmentarycznym lub całkowitym zachowaniem pierwotnych struktur sedymentacyjnych osadów, które uległy procesowi osuwiskowemu. Struktury te bywają oczywiście również intensywnie pozaburzone, np. wskutek toczenia płyta lub kry po powierzchni depozycyjnej. Struktura osadów osuwisk subakwalnych jest przede wszystkim masowa, ponadto zaś wewnętrznie zdeformowana. Tworzy ona zazwyczaj tzw. uławicenie zaburzone (Gradziński et al. 1986), przypominające często na pierwszy rzut oka, rodzaj brekcji lub konglomeratu, w którym duże klasty są fragmentami lamin lub warstw (Roberts et al. 1980; Schwarz 1982; Surlyk 1984, 1987; Tairo, Masuda 1989; Postma et al. 1988; Porębski et al. 1991).

MECHANIZM I PRZEBIEG DEPOZYCJI

Osuwiska subakwalne reprezentują zazwyczaj dwie, spośród wielu kategorii morfogenetycznych tego rodzaju ruchów mas. Są to bądź osunięcia z wykształconą powierzchnią odkłucia, dość głęboko sięgające w osady, bądź też powierzchniowe ześlizgi. Drugi typ występuje częściej. Osuwająca lub ześlizgująca się masa (pakiet, warstwa) początkowo przemieszcza się niemal *en bloc*, po czym ulega stopniowemu rozdrabnianiu. Im większe rozdrobnienie – tym szybkiej zachodzi ono dalej. Pomaga w tym zjawisko dyatacji (Brodzickowski 1981). Tak rozdrobniony materiał w ruchu przyjmuje postać spływu kohezyjnego i dalej rozwija się w myśl praw rządzących tą kategorią subakwalnych ruchów mas. Budowa (litologia) dużych klastów powoduje, że tylko w proksymalnych częściach spływu mogą się one gromadzić w spągu warstwy. W miarę przybytej drogi i rozdrabniania ich ciśnienie dyspersyjne wynosi je ku górze poruszającej się masy. W obszarach dystalnych klasty takie zazwyczaj gromadzą się w stropie zestawów. Spływ kohezyjny najczęściej przechodzi w prąd turbidytowy, o ile nie przeszkadza temu konfiguracja dna zbiornika. Klasty osuwiskowe gromadzą się wówczas w górnej części ognia A sekwencji turbidytowej (fot. 35b).

INTERPRETACJA STANOWISK

Oba zbadane stanowiska osadów subakwalnych zlokalizowane były w tektonicznie aktywnej strefie rowu Kleszczowa. Pierwsze z nich, Buczyzna 2 (fot. 40) zawierało nagromadzenie dużej ilości płatów deformacyjnych oraz niewielkich, pofałdowanych klastów w sekwencji typowej dla środkowych części zbiornika glacialimnicznego. Duże rozmiary płatów deformacyjnych oraz ich struktura podobna do wykształcenia całej sekwencji wskazywały na to, że transport osuniętej masy był niezbyt daleki oraz, że materiał pochodził z płaskodennej strefy depozycyjnej. Stwierdzenie to umożliwiało przyjęcie jedynie interpretacji tektonicznej rozwoju osuwiska. Przypuszczalnie w środkowej części zbiornika doszło do powstania uskoku w podłożu, wskutek czego w pierwotnie płaskim obszarze uformowany został stromy skok. Materiał budujący go uległ osunięciu i grawitacyjnemu przemieszczeniu ku miejscom najniżej położonym. Drobnofrakcyjna, masywna struktura tła, w którym zalegały płaty deformacyjne, pozwala przypuszczać, że transport rozwijał się za pośrednictwem spływu kohezyjnego o gęstości malejącej w miarę oddalania się od miejsca osunięcia (fot. 40 b). Proces osuwiskowy rozwinął się w okresie ablacyjnym. Powyżej osadów osuwiskowych zalegają poziomo laminowane osady typowych, glacialimnicznych cykli depozycyjnych.

Stanowisko Piaski 3 usytuowane było w obrębie dystalnej części prodelt. Budowały je plastycznie odkształcone osady mułowo– piaszczyste i diamiktyczne o typowej laminacji deformacyjnej. Pierwotne struktury były zupełnie zalarte, jakkolwiek udział pakietów piaszczystych, mułowych i diamiktycznych pozwalał na ogólne wyobrażenie cech litofacyjnych sekwencji pierwotnej (fot. 41a, b). Deformacyjne cechy strukturalne osadu wskazywały na to, że osunięcie materiału prodeltowego, a więc znowu zalegającego w strefie o minimalnych nachyleniach, zbliżone było do lepkiego, powolnego spływu warstwowego. Osad bowiem nie uległ wymieszaniu i zachowana została w nim ciągłość ławic, mimo ich śródwarstwowego odkształcenia (fot. 41 b). Ruch w osuwisku charakteryzował się największymi prędkościami w części spagowej przemieszczającej się masy, a najmniejszą prędkością w partiach stropowych. Taki rozkład prędkości sugeruje obserwowana zmienność stopnia odkształcenia wewnętrznego warstwy oraz pewien wzrost zafałdowań i ugięć w części stropowej. Powyższe obserwacje pozwalają przypuszczać, że osuwisko o charakterze bardzo uplastycznionego, acz powolnego, ześlizgu mogło powstać w osadach prodeltowych na skutek zadziaływania silnego bodźca wstrząsowego. W warunkach permanentnej aktywności tektonicznej badanej strefy powyższa interpretacja najprościej tłumaczy genezę obserwowanych osadów.

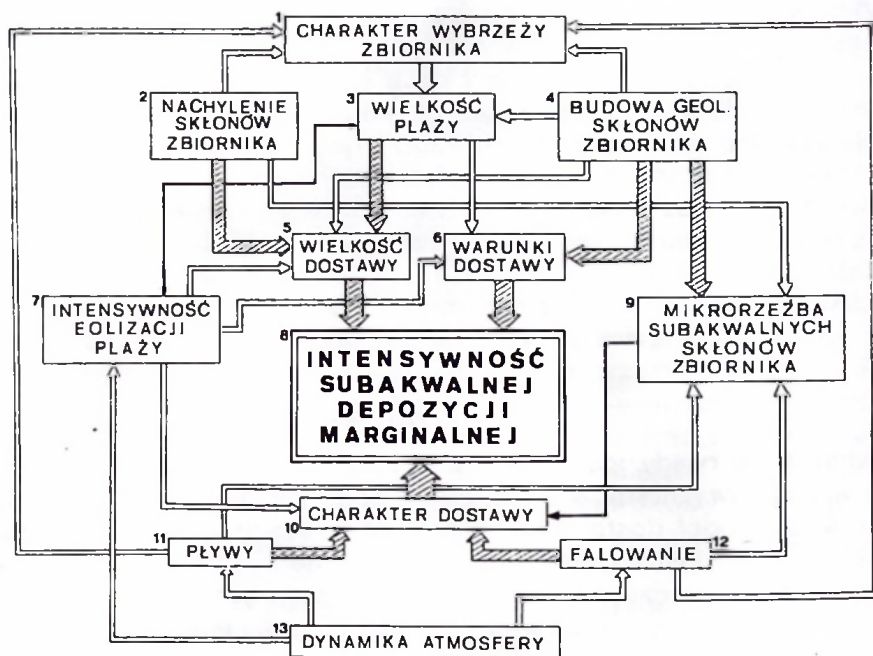
SUBAKWALNE OSADY MARGINALNE

Subakwalne osady marginalne to szeroka grupa sedymentów występujących w brzegowych strefach zbiorników glacialimnicznych lecz poza obszarami głównych źródeł dostawy wód i materiału. Są to więc osady akumulowane na skłonach basenu wszędzie tam, gdzie nie dopływa żaden strumień wód ablacyjnych, gdzie czynnikami sedymencji mogą być wyłącznie prądy jeziorne, falowanie oraz grawitacyjne subakwalne ruchy mas, wywołane zresztą zwykle przez dwa wymienione uprzednio czynniki. W grupie tej winny więc znaleźć się także osady plażowe. Zupełny jednak brak danych na ich temat zmusił mnie do ograniczenia tej kategorii osadów do *sensu stricto* subakwalnych odmian.

Glacialimniczne osady marginalne były i są do dnia dzisiejszego poza głównymi kierunkami zainteresowań sedymentologów. W literaturze przedmiotu niemal zupełnie brak informacji na ich temat. Jeziornymi osadami marginalnymi zajmowano się wyłącznie w środowiskach strefy półsuchej i suchej gorącej w związku z typową tam depozycją chemiczną (Reading 1978; Reineck, Singh 1980; Gradziński et al. 1986).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI

Lokalizacja tego rodzaju sedymencji sprawia, że zazwyczaj jest ona stosunkowo mało intensywna. W porównaniu z innymi obszarami zbiorników glacialimnicznych zachodzi spokojnie, na niskich lub bardzo niskich poziomach energetycznych. Główne bowiem czynniki marginalnych procesów sedymencyjnych (pływy, prądy, falowanie) odgrywają generalnie w jeziorach rolę podrzędną. Ich intensywność zależy przede wszystkim od transgresywnych lub regresywnych tendencji rozwoju zbiornika, rozmiarów i głębokości zbiornika, geometrii misy jeziornej, szczegółów rzeźby skłonów jeziora, budowy geologicznej podłoża oraz wszystkich czynników decydujących o dynamice wód w zbiorniku (rys. 38).



Rys. 38. Uwarunkowania subakwalnej depozycji marginalnej. Schemat blokowy zależności.

Conditioning of subaqueous lake – marginal sedimentation. Schematic interrelations in between agents.

1 – lake shore characteristics; 2 – subaqueous slope inclination; 3 – beach scale; 4 – geology of slopes; 5 – Input amount; 6 – Input conditions; 7 – Intensity of aeolization; 8 – Intensity of subaqueous lake – marginal sedimentation; 9 – slope microrelief; 10 – character of inflow; 11 – tidal action; 12 – wave action; 13 – atmosphere dynamics.

FORMA WYSTĘPOWANIA I ROZPRZESTRZENIENIE

Subakwalne osady marginalne występują w formach cienkich pokryw towarzyszących pasem strefie brzegowej. Pokrywy te mają w profilu zróżnicowaną miąższość, będącą funkcją rzeźby powierzchni depozycyjnej oraz intensywności przebiegu sedymentacji.

Zasięg subakwalnych osadów marginalnych jest niewielki w porównaniu z innymi glacialimicznymi strefami depozycyjnymi. Bywa on z reguły ograniczony do obszaru grawitacyjnego sedymentacji lawinowej po subakwalnym skłonie misy jeziornej, a więc do strefy, której nachylenie przekracza 20° . Wyjątkiem są miejsca, w których dochodzi do formowania spływów. Te miewają zasięgi znacznie większe.

Drugim czynnikiem decydującym o rozprzestrzenianiu osadów marginalnych jest podstawa falowania. Jeżeli więc zbiornik, charakteryzuje się łagodnie wklęsłą misą, o znikomych gradientach głębokości w obszarach przy-

brzeżnych, zasięg subakwalnych osadów marginalnych może być znaczny (Clifton, Dingler 1984; Eyles C.H. 1985, 1986; Eyles N. et al. 1985; Eyles N., Clark 1986).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

Wykształcenie litofacjalne subakwalnych osadów marginalnych jest uwarunkowane z jednej strony charakterem procesów sydentacyjnych, z drugiej zaś budową geologiczną, w szczególności litologią podłoża. Ten ostatni czynnik odgrywa tu bowiem rolę źródła dostawy materiału.

W obszarach zbudowanych w przewadze z osadów pyłowo-ilastych, z niewielkimi domieszkami frakcji piaszczystych, będą one wykształcone w odmianach diamiktycznych oraz laminowanych. Laminacja tego rodzaju rzadko bywa strukturą ciągłą. Częściej jest to różnego typu prądowe "smugowanie".

Wybrzeża zbudowane z osadów wytopiskowych o charakterze mocno piaszczystych diamiktytów dostarczać będą głównie materiału piaszczystego oraz frakcji grubszych. Części ilaste, a nawet wiele pyłów, będą zwykle odprowadzane przez prądy jeziorne i pływy, stanowiąc jedno z istotniejszych źródeł dostawy dla depozycji parapelagicznej.

Wybrzeża zbudowane z osadów glacyfluwialnych (w tym piaszczystych) dadzą prosty skład litofacji marginalnych: piaszczysty lub piaszczysto-żwirowy.

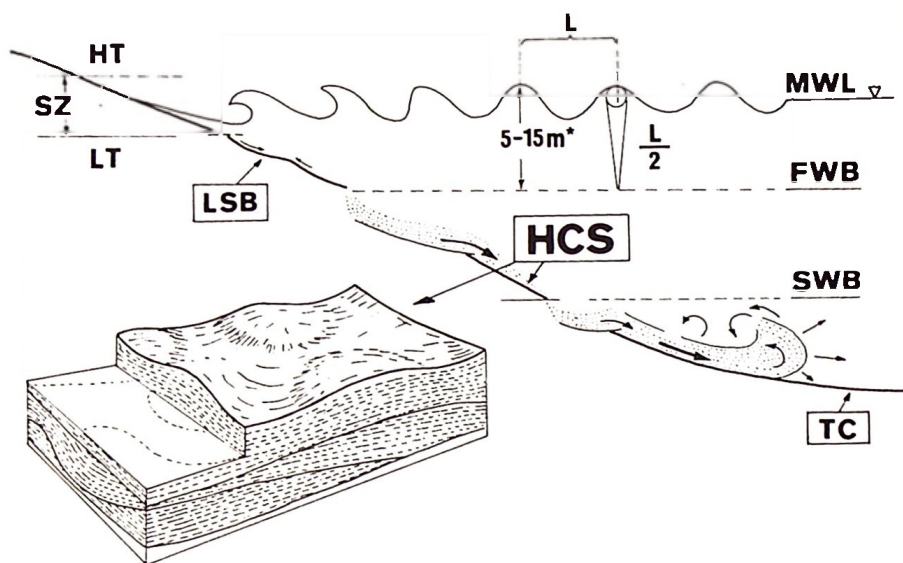
Diagnostyczną strukturą sydentacyjną w obrębie litofacji piaszczystych, dla subakwalnych osadów marginalnych, jest przekątne warstwowanie kopułowe (ang. *hummocky cross stratification*, Hamblin, Walker 1979; Walker, ed. 1986), najpóźniej rozpoznana i zdefiniowana pierwotna struktura sydentacyjna z grupy warstwowań przekątnych. Jest to warstwowanie dużej skali związane ściśle z podstawą falowania (rys. 39) (Harms et al. 1975; Murty, Polarvapar 1975; Van Dijk et al. 1978).

MECHANIZM DEPOZYCJI

Zmienny obraz litofacjalny osadu to zwykle świadectwo udziału różnych procesów sydentacyjnych w jego formowaniu. Tak jest również w wypadku omawianej grupy osadów.

Grawitacyjne, subakwalne staczanie lawinowe ziaren to proces odpowiedzialny za formowanie wielkoskalowych warstwowań nachylonych w obrębie środkowego członu delt (warstwy, zestawy foresetowe, ang. *foreset - beds*). W taki sam sposób rozwija się, acz odpowiednio mniej intensywnie, w strefach brzeżnych zbiorników glacylimnicznych. Efektem są w przewadze piaszczyste osady równoległe laminowane o silnym dystalnym nachyleniu. Spotyka się w nich także ziarna żwirowe.

Podstawa falowania, jak również oscylująca krawędź zwierciadła wody, może wywołać upłynnienie osadu, który grawitacyjnie przemieści się natych-



Rys. 39. Środowiskowy model przekątnego warstwowania kopułowego – HCS
(na podstawie Walker ed. 1986).

HT – wysoki poziom pływu; LT – niski poziom pływu; SZ – strefa zmywu; MWL – średni poziom wody; FWB – podstawa falowania przy spokojnej, dobrej pogodzie; SWB – sztormowa podstawa falowania; LSB – strefa odsypów brzegowych, stok plaży; TC – prądy zawieszinowe (turbidyty).

Environmental model of HCS – hummocky cross stratification
(with Walker ed. 1986, as the basis).

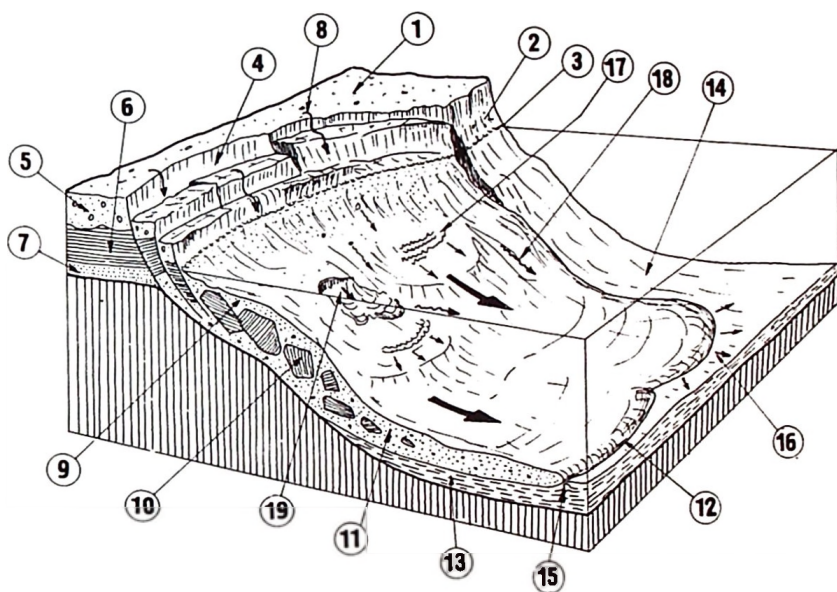
HT – high tide; LT – low tide; SZ – sturf zone; MWL – mean water level; FWB – fair weather wave base; SWB – storm wave base; LSB – longshore bars; TC – turbidites.

miast do miejsc niżej położonych. Spływ likweflukcyjny może przejść w kohezyjny lub kolizyjny, pokonując skłon jeziora i dalej rozwinąć się w typowy turbidyt. Zjawisko upłynniania wielkich mas osadów diamietycznych przez falujący brzeg jeziora terminoglacjalnego opisywali w szczególności Eyles N., Clague (1987). O podobnych zjawiskach towarzyszących antropogenicznym zbiornikom donoszono w literaturze wielokrotnie (Jones et al. 1961; Pariseau, Voight 1979; Schuster 1979) (rys. 40).

Pływy w rozległych jeziorach lub zjawiska parapływowe, okazjonalne, wywołane dynamiką czoła lodu w jeziorach terminoglacjalnych, mogą doprowadzić do powstania warstwowań soczewkowatych (ang. *lenticular bedding*) lub falowych (ang. *wavy bedding*). Są to struktury typowe dla środowiska pływowego, obserwowane najczęściej w estuariach oraz w obszarach niektórych równi deltowych.

Z podstawą falowania wiąże się wspomniane przekątne warstwowanie kopułowe, zwane także burzowym (Hunter, Clifton 1982; Leickie, Walker 1982). Mechanizm jego tworzenia jest złożony, najogólniej zaś pole-

ga na grawitacyjnym osiadaniu piasku uniesionego sztormowym obniżeniem podstawy falowania, na kopułowato zerodowanym w czasie burzy dnie. Zastosowanie linearnej teorii falowej (Clifton, Dingler 1984; Leickie, Duke 1984; Die m 1985) pozwala na dość precyzyjne określenie na podstawie skali struktur, głębokości wody, wysokości fali i okresu fali w czasie, a więc częstotliwości migracji fal. Takie dane bardzo precyzyjnie informują o intenswności zjawisk pogodowych, zwłaszcza przez porównywanie z warunkami współczesnymi (Eyles N., Clark 1986) (rys. 39).



Rys. 40. Subakwalne osuwiska marginalne wywołane upłynnieniem (za: Eyles, Clague 1987).

1 – powierzchnia terenu; 2 – skarpa jeziora; 3 – poziom wody; 4 – nisza osuwiska zewnętrzna; 5 – osad diamiktyczny; 6 – ilty warwowe; 7 – piaszczysty osad glacialny; 8 – spływ powierzchniowy; 9 – osunięta masa – diamikt osuwiskowy; 10 – płyty deformacyjne z warwiltów; 11 – osad spływowy łobu osuwiskowego; 12 – czoło łobu; 13 – podłoże; 14 – powierzchnia depozycyjna dna jeziora; 15 – deformacje podłoża; 16 – kierunek migracji łobów; 17 – pełzanie subakwalne powierzchni; 18 – trakcja; 19 – drugorzędne osunięcia.

Subaqueous marginal slumping due to wave induced liquefaction (after: Eyles, Clague 1987).

1 – terrain surface; 2 – the lake scarps; 3 – water level; 4 – slump scarp; 5 – diamicts; 6 – varvites; 7 – glacial sands; 8 – surface wash-over; 9 – slumped mass; 10 – deformation slabs; 11 – debris flow of slump-lobe; 12 – slump-lobe head; 13 – substratum; 14 – depositional surface-lake bottom; 15 – substratum disturbances; 16 – direction of the lobe migration; 17 – subaqueous creep; 18 – traction; 19 – secondary slumps.

INTERPRETACJA STANOWISK

Subakwalne osady marginalne są zazwyczaj trudne do interpretacji. Reprezentują one bowiem ogromny wachlarz odmian litofacjalnych, w obrębie których kilka zaledwie pierwotnych struktur sedimentacyjnych może być uznanych za diagnostyczne dla marginalnych procesów sedimentacyjnych. Struktury te, ponadto, są względnie rzadko spotykane w zbiornikach glacialimnicznych. Do takich należą bez wątpienia HCS (*hummocky – cross stratification*), warstwowanie falowe, warstwowanie soczewkowate o dwukierunkowych riplemarkach (obecność tzw. ang. *ebb – current ripples*) oraz rytmiczne warstwowanie płaskorównoległe piasków, w którym każda lamina wykazuje odwrócone uziarnienie frakcjonalne (Reineck, Singh 1980; Allen 1982; Gradziński et al. 1986). Wszystkie pozostałe struktury depozycyjne, często spotykane w osadach marginalnych, np. drobna pozioma laminacja ciągła, różne odmiany laminacji nieciągłej, prądowe smugowanie, warstwowania nachylone powstałe w procesie lawinowego staczania ziaren, warstwy o strukturze masywnej lub uziarnieniu frakcjonalnym powstałe w efekcie subakwalnych spływów grawitacyjnych, tworzą się równie często we wszystkich pozostałych częściach zbiorników glacialimnicznych. Tak też większość prezentowanych tu stanowisk (fot. 42 – 44) nie ma żadnych takich zespołów strukturalnych z wyjątkiem stanowiska Piaski 5 (fot. 42b), które jednoznacznie umiejscowiłyby je w strefie brzegowej. Jedynie dobre rozpoznanie facjalnej zmienności osadów glacialimnicznych w tych stanowiskach pozwala mi przedstawić poniższą interpretację.

Do bardzo częstych odmian litofacjalnych pojawiających się w strefie marginalnej jezior należą różnorodnie smugowane prądowo osady piaszczysto-mułowe (fot. 42a). Są one świadectwem działania bardzo silybnych, zaburzonych falowaniem prądów trakcyjnych w obrębie subakwalnego skłonu zbiornika powyżej podstawy falowania. Powstawanie prezentowanego osadu można wyobrazić sobie jako wzbudzone falowaniem, bardzo słabe spływy upłynnionego materiału, który po depozycji ulega prądowemu przymywaniu. Nieciągłość lamin, ich podgięcia i rozwleczenia wydają się świadczyć o dużym wpływie falowania zaburzającego przepływ prądów dennych.

Warstwowanie soczewkowate ukazane na fot. 42b, to efekt namywu piasku do płytkiej zatoczki jeziora, przypuszczalnie przez pływ powrotny. Kierunek depozycji riplemarków do otwartego zbiornika oraz sąsiedztwo facji glacialifluwialnych w otoczeniu basenu wydaje się potwierdzać taką hipotezę. W tym wypadku nie ma wątpliwości co do marginalnego charakteru przedstawianych osadów.

Pozioma, nieciągła laminacja o charakterze spływowym w stanowisku Łękińsko 4 (fot. 43a) powstała podobnie do smugowania opisanego ze stanowiska poprzedniego. Ciągłość jednak warstw, ich większa miąższość oraz duży udział masywnych, typowo spływowych przewarstwień, sugeruje, że w podobnych warunkach budowy geologicznej, opisywana odmiana powstała bez wpływu falowania lub pływów, a więc głębiej niż poprzednio. Fotografia przedstawia więc zespół subakwalnych osadów spływowych w warstwach o miąższości 5 – 10 cm.

Ciągła, równoległa laminacja mułów piaszczystych (fot. 43b) stanowi kontynuację w głąb zbiornika osadów prezentowanych na fotografii poprzedniej. Powstawała więc najprawdopodobniej poprzez współdziałanie słabych prądów trakcyjnych oraz swobodnego opadania zawieszin, być może pochodzenia eolicznego.

Sekwencja prezentowna na fot. 44 pozwala na prześledzenie przebiegu zjawisk w dłuższym odcinku czasu. Początkowo w strefie subakwalnego skłonu rozwijała się depozycja trakcyjna (fot. 44a – ogniwa 1, 2 i 3) rozdzielona epizodami spływów piaszczysto-mułowych (fot. 44b – ogniwa oznaczone nr 6). Ilość materiału piaszczystego i piaszczysto-mułowego sugeruje, po pierwsze, glacyfluwialny charakter depozycji wokół jeziora, po drugie zaś, względnie intensywną dostawę. Mogła ona zachodzić wskutek zalewu warstwowego sterfy sąsiedniej plasy, która być może, była fragmentem stożka glacyfluwialnego. Związek z dostawą glacyfluwialną oraz poza główną strefą zrzutu, dokumentuje warstwa riplemarkowych piasków pomiędzy ogniwami 3 i 4 (fot. 44a). Ogniwo 4 i 5 to stopniowe, choć dość szybkie zapełnianie bardzo płytkiej zatoki, w której wyraźnie zaznaczył się wpływ falowania (riplemarki ogniwa 5). Skala struktur potwierdza małe rozmiary fal i płytkość basenu. Przedstawiona sekwencja jest, moim zdaniem, typowa dla narastania pokrywy subakwalnych osadów marginalnych. Powyżej ogniwa 5 (fot. 44a) widoczne są płaskorównoległe wielozestawy nadwodnej części dystalnego stożka glacyfluwialnego.

OSADY PARAGLACIMNICZNE

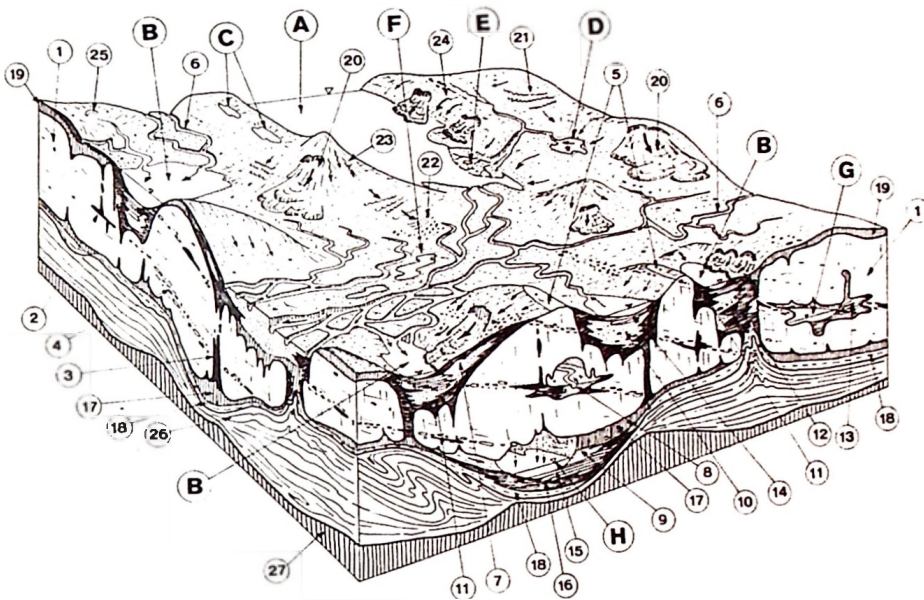
Przez pojęcie osadów paraglacilimnicznych rozumiem te wszystkie sedymenty, które złożone zostały w wodach stagnujących lub o słabym przepływie, w zbiornikach, których cechy nie pozwalają w zasadzie nazwać ich jeziorami, a które z punktu widzenia dominujących procesów depozycyjnych lub morfogenezy *de facto* jeziorami są. Można do nich zaliczyć małe baseny przepływowe, usytuowane w obrębie stożków proglacialnych, małe acz często bardzo głębokie zbiorniki krewasowe oraz wszelkiego rodzaju baseny subglacialne. Tym samym mianem należałoby określić także osady różnorodnych supraglacialnych zagłębień bezodpływowych i, z reguły, bezodpływowych. O istnieniu tego rodzaju zbiorników donosi większość opracowań paleogeograficznych czwartorzędu oraz geomorfologicznych z obszarów współcześnie zlodowaconych (Klatkowa 1965, 1972a, 1972b, 1982, 1987; Klajnert 1966, 1978; Kozarski 1967, 1981; Klimek 1972; Różycki 1972; Drozdowski 1974, 1979, 1986; Krygowski 1974; Olszewski 1974; Jahn 1975; Baranowski 1977; Kozarski, Szupryczyński 1978; Kłysz 1981; Brodzikowski 1982a, 1984; Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987; Klajnert, Rdzany 1989 i inni).

MORFOGENETYCZNE ASPEKTY DEPOZYCJI I WYSTĘPOWANIE

Osady paraglacilimniczne występują powszechnie w obrębie całego, glacialnego systemu depozycyjnego. Związane są głównie ze środowiskami: supraglacialnym, subglacialnym i terminoglacialnym. Obserwowane są także w obrębie środowiska proglacialnego.

Osady te są deponowane w trzech zasadniczych rodzajach zbiorników wód stagnujących, bądź o słabym przepływie. Są nimi baseny subglacialne, zbiorniki krewasowe środowiska supra- i terminoglacialnego oraz małe bezodpływowe i bezodpływowe baseny (typu stawów) w strefie supra- oraz proglacialnej (rys. 41).

Bardzo zróżnicowana lokalizacja oraz mała skala, a także, w wypadku krewas szczególne uwarunkowania morfogogenetyczne sprawiają, że typowo glacialimniczne procesy sedymentacyjne (depozycja np. z prądów zawieszinowych) bądź nie działają w nich, bądź też dają zupełnie odmienny efekt depozycyjny. Dominuje w nich glacialfluwialny, eoliczny i wytopiskowy typ dos-



Rys. 41. Rodzaje zbiorników paraglacilimnicznych w tle subsródowniska supraglacialnego okresu deglacjacji, na lodzie martwym (za: Brodzikowski, Van Loon 1987, uzupełnione).

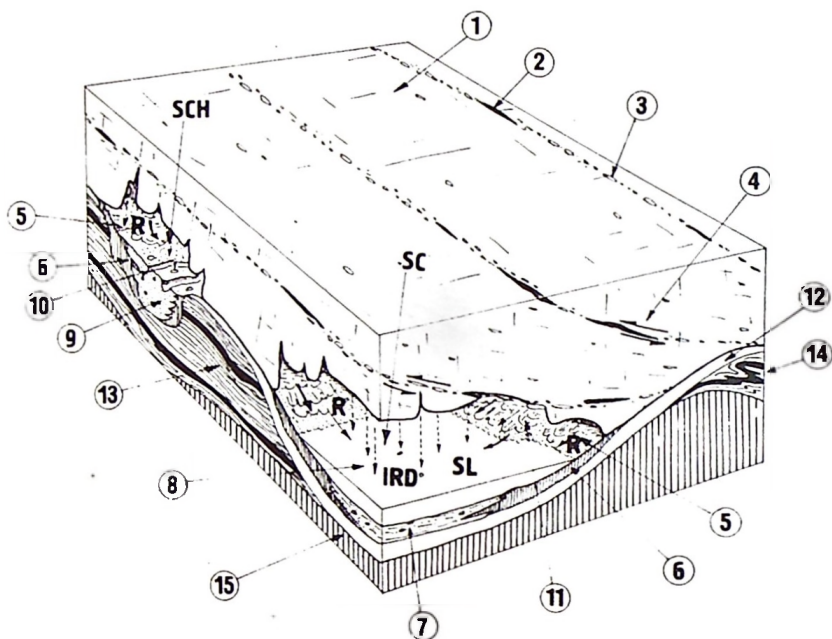
A – krótkookresowy, płytki, rozległy zbiornik supraglacialny; B – małe, głębokie zbiorniki krawasowe; C – oczka wytopiskowe bardzo małych rozmiarów; D – zbiorniki wywierzyskowe; E – zbiorniki równi deltowych; F – zbiorniki równi glacialfluwialnych; G – zbiorniki inglacialne; H – zbiorniki subglacialne. Sytuacja środowiskowa: 1 – lód lodowcowy, martwy; 2, 3, 4 – detrytus inglacialny; 5 – lód odstanający się na powierzchni; 6 – koryta supraglacialne; 7, 8, 9, 10 – osady glacialfluwialne; 11, 12, 13 – diamiktyczne osady redeponowane; 14, 15, 16 – osady zbiorników wód stojących; 17 – wytopiskowe diamiktyty subglacialne; 18 – gliny typu "lodgement"; 19 – diamiktyty ablacyjne, supraglacialne; 20 – osuwiska; 21 – soliflukcja swobodna; 22 – pełzanie; 23 – zmyw powierzchniowy; 24 – spływ liniowy; 25 – leje wytopiskowe; 26 – podłoże z okresu transgresji; 27 – podłoże skalne.

Types of paraglacilacustrine basins in the wide environmental back-ground: supraglacial conditions during deglaciation. Dead ice in substratum
(after: Brodzikowski, Van Loon 1987, completed).

A – short-living shallow, large areas supraglacial basins; B – small and deep crevasse basins; C – microponds of melting out origin; D – ponds formed by surficial melt-water springs; E – delta plain ponds; F – glacialfluvial plain ponds; G – englacial basins; H – subglacial basins. Environmental situation: 1 – dead ice; 2, 3, 4 – englacial debris; 5 – dead ice outcrops; 6 – supraglacial channels; 7, 8, 9, 10 – glacialfluvial sediments; 11, 12, 13 – redeposited diamicts; 14, 15, 16 – stagnant water deposits; 17 – subglacial melt-out – diamicts; 18 – lodgement tills; 19 – ablation tills; 20 – slumps; 21 – solifluction; 22 – creep; 23 – wash over; 24 – channelized out flow; 25 – collapse-basins; 26 – transgressive deposits; 27 – bedrock.

tawy, podporządkowany głównie bardzo lokalnym warunkom. Tak zdeterminowane procesy sedymentacyjne nie wytwarzają pokryw o jakichkolwiek regularnych cechach litofacyjnych.

Zbiorniki paraglacilimniczne charakteryzuje epizodyczny okres funkcjonowania. Bywają zapełniane nawet w wyniku chwilowej, bardzo intensywnej,



Rys. 42. Model zbiornika subglacialnego (za: Brodzikowski, Van Loon 1987).

SCH – subglacialne koryto, tunel; SC – kawerna subglacialna; R – redepozycja; SL – osuwanie, zeslizgiwanie; IRD – napławianie; 1 – lód lodowcowy; 2, 3 – detrytus glacialny; 4 – linie płynięcia w lodzie; 5 – krawędzie koryt; 6 – osady diamiktyczne spływowe; 7 – diamikty subakwalne; 8 – wody zbiornika; 9 – osad glaciifluwialny; 10 – koryto aktywne; 11 – spływ mas na stokach; 12 – gliny typu "lodgement"; 13 – miękkie podłoże; 14 – deformacje glacitektoniczne miękkiego podłoża; 15 – podłoże skalne.

The model of subglacial basin (after Brodzikowski, Van Loon 1987).

SCH – subglacial channel; SC – subglacial cavern; R – redeposition; SL – slumping, sliding; IRD – ice rafting of debris; 1 – glacial ice; 2, 3 – glacial debris; 4 – flow lines within the ice; 5 – channel margins; 6 – flow diamicts; 7 – subaqueous diamicts; 8 – water of the pond; 9 – glaciifluvial sediment; 10 – active channel; 11 – mass flow along the slopes; 12 – lodgement tills; 13 – soft substratum; 14 – glacitectonic deformations in soft substratum; 15 – bedrock.

jednej dostawy materiału (Kłatkowa 1982; Brodzikowski 1984, 1992a; Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987, 1991).

Wystąpienia osadów paraglacilimnicznych są nieregularne i niewielkie. Formują one wkładki i przewarstwienia wśród osadów innych środowisk depozycyjnych, przez co często bywają pomijane w interpretacjach, bądź nawet błędnie interpretowane.

CECHY LITOFACJALNE I MECHANIZM DEPOZYCJI

Cechy litofacjalne osadów paraglacilimnicznych najwłaściwiej określa paradoksalne stwierdzenie: są to cechy z wszelkimi znamionami nietypowości i przejściowości. Stan taki jest przede wszystkim spowodowany tym, że znikoma skala procesu, a także przyczyny wymienione uprzednio, nie pozwalają z reguły ani na poziome, ani na pionowe, pełne rozfrakcjonowanie osadu, który do takich zbiorników jest dostarczany. Ponadto poziom energetyczny dostawy może przekraczać energetyczną pojemność zbiornika, co powoduje zazwyczaj epizodyczność egzystencji takich basenów.

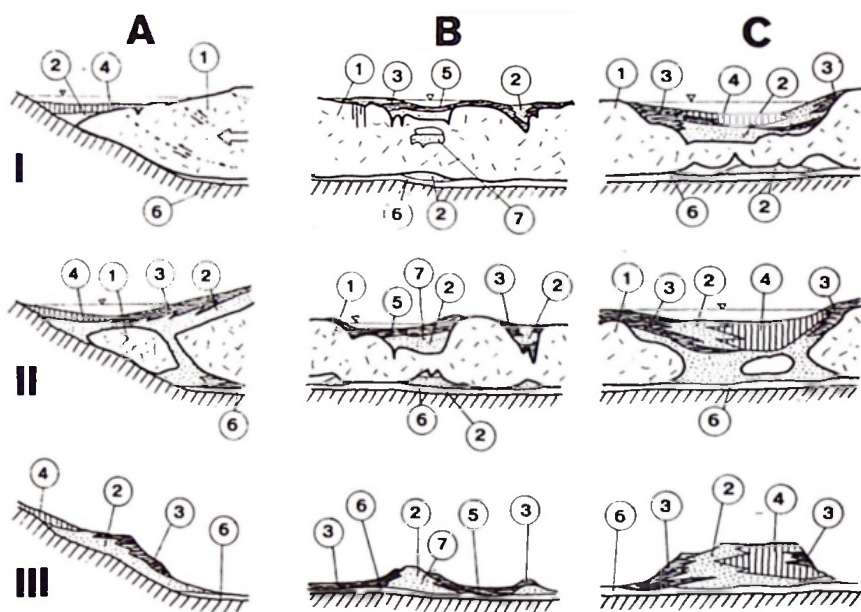
Najczęstszymi więc odmianami litofacjalnymi osadów paraglacilimnicznych wszystkich typów są diamiktyty masywne oraz laminowane, piaszczyste oraz piaszczysto-mułowe litofacje laminowane i riplemarkowe oraz piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe litofacje masywne. Iły spotyka się sporadycznie, podobnie, jak zestawy o uziarnieniu frakcjonalnym. Dominującym procesem depozycyjnym jest grawitacyjny ruch mas (we wszystkich odmianach) oraz przeróbka prądowa (trakcyjna). Czasami istotną rolę odgrywa depozycja parapelagiczna. W zbiornikach subglacialnych jest to subakwalne wytopianie (ang. *undermelting*) lub opadanie do wody wytopionego detrytus z stropu subglacialnej próżni (Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991) (rys. 42) zaburzane czasami przepływem wód.

Osady paraglacilimniczne, mimo bardzo licznych opisów w literaturze paleogeograficznej, z punktu widzenia sedimentologii, są najłatwiej rozpoznane. Są one zresztą niewdzięczne w badaniach litofacjalnych i trudne w interpretacji. Ich pozioma i pionowa zmienność przekracza bowiem wszelkie wyobrażenia oparte na podstawach wypracowanych na badaniach typowych osadów glacialimnicznych.

INTERPRETACJA STANOWISK

W obrębie sekwencji budujących liczne formy kemowe na Dolnym Śląsku często spotyka się doskonale zachowane niecki wypełnione osadami małych, czasami względnie głębokich zbiorników. Dwa takie zbiorniki zrekonstruowałem w rejonie Potworowa (okolice Barda Śląskiego). Były to baseny o średnicach około 30 – 60 m i głębokości (zmieniającej się w czasie zapełniania osadami) od 0,5 do ponad 2 m. Osady tych zbiorników przedstawia fot. 45.

Wypełnienie zbiornika większego miało miąższość około 3,5 m. W spągu występowały piaszczysto-żwirowe osady trakcyjne (fot. 45a – ogniwo 1) przykryte metrową sekwencją piasków o strukturze riplemarkowej (fot. 45a – ogniwo 2). Głębokość zbiornika w tym okresie wahać się mogła od 0,5 do 1 m. Zmiana typu dostawy wiązała się równocześnie z pogłębieniem basenu. Złożone zostały wielozestawy poziomo, równolegle laminowanych osadów depozycji parapelagicznej. Każda lamina w tym odcinku sekwencji miała wyraźne, normalne uziarnienie frakcjonalne (fot. 45a – ogniwo 3) (fot. 30). Sekwencję zbiornikową zamyka subakwalny spływ diamiktyczny o miąższości ponad 1,5 m (spąg – ogniwo 4), nad którym ponownie pojawiają się osady



Rys. 43. Osady paraglacilimniczne w formach kemowych
(za: Brodzikowski, Van Loon 1987).

1 – lód lodowcowy; 2 – osady stożków glacialfluvialnych; 3 – diamiktyty subarealne; 4 – osady jeziorne typu warwowego; 5 – diamiktyty subakwalne; 6 – gliny "lodgement"; 7 – osady krewasowe, głównie glacialfluvialne;
A – terasy kemowe; B – kemy; C – stoliwa kemowe; I-III – stadia rozwoju.

Paraglacilacustrine deposits within kames (after: Brodzikowski, Van Loon 1987).

1 – glacial ice; 2 – glacialfluvial fan deposits; 3 – subaerial diamicts; 4 – varvites; 5 – subaqueous diamicts;
6 – lodgement tills; 7 – crevasse, mainly glacialfluvial deposits; A – kame terrace; B – kame; C – kame plateau;
I-III – stages of development.

parapelagiczne. Widoczne na zdjęciu zafalowanie laminacji ogniwa 3 jest zjawiskiem postdepozycyjnym. Sytuacja sekwencji oraz syndepozycyjne obniżanie dna basenu sugeruje istnienie w podłożu brył martwego lodu.

Wypełnienie zbiornika mniejszego miało zgoła inny charakter. Zbiornik zlokalizowany był na osadach glacialfluvialnych. Najniższe ogniwo w sekwencji (fot. 45b – ogniwo 3) to prądowo przerobione piaski kompleksu dennego. Wkracza na nie warstwa spływowa mułów piaszczystych (ogniwo 1). Kolejny pakiet zbudowany jest z bardzo drobnoziarnistego piasku w wielozestawach płasko-równoległych przypominających typową laminację. Przekątne uwarstwienie w obrębie lamin dokumentuje ich prądową genezę. Prądy były słabe, dostawa zaś miała wyraźnie pulsacyjny charakter. Pulsacje były częste. Rozpocząła je faza miecenia (laminacja pozioma) przechodząca w migrujące

po dnie riplemarki, o bardzo znacznej długości falowej. Niektóre pulsacyjne dostawy były silniejsze (środkowe ogniwo 3). Prądy czasami zamierały zupełnie (ogniwo 4). Miąższość tych osadów zbiornikowych wynosiła łącznie 2 m. Cechy osadów sugerowały, że głębokość zbiornika nigdy nie przekraczała 50 cm.

Znacznie rozleglejszy, acz również bardzo płytki przepływowy zbiornik, obserwowałem w stanowisku Konin Żagański (fot. 46). Cała sekwencja zbiornikowa była tu wykształcona w litofacjach riplemarkowych (Sr, SFr). Poszczególne pakiety wypełnienia ilustrują intensywniejszy lub spokojniejszy przepływ (fot. 46a – ogniwa 3 i 2). W okresach spokojnego przepływu były etapy zupełnej stagnacji wód. Świadczą o nich laminy ilowe charakteryzujące depozycję parapelagiczną, podobną do zachodzącej we fluwialnych zbiornikach dekantacyjnych (fot. 45 i fot. 30). Tego rodzaju sekwencje są dość powszechne w kemach tworzących się pomiędzy bryłami martwego lodu (Klatkowska 1972a; Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991) (rys. 43).

W bardzo małych, acz względnie głębokich (w stosunku do średnicy) zbiornikach tworzyć się mogą osady w analogiczny sposób, jak w strefach brzegowych dużych jezior (fot. 47, fot. 42a). Piaszczysto-mułowy materiał osuwa się do nich po subakwalnym skłonie, tworząc nieciągłą laminację, przypominającą smugowanie (fot. 47a). Tego typu procesy depozycyjne występują także w basenach krewasowych. Wzmianki o nich podają liczne opracowania z obszarów środkowej i południowej Polski.

UWAGI KOŃCOWE

Zaprezentowany przegląd odmian osadów glacialimnicznych oraz procesów, które prowadzą do ich powstawania jest podstawowy oraz ogólny i w taki tylko sposób omawia zasygnalizowany w tytule temat. Pomiąłem w nim wiele typowych sytuacji terenowych, które zazwyczaj przedstawiają obraz wielokrotnie bardziej złożony, niż zaproponowane modele. Osady czwartorzędu niżowego dostarczają aż nadto ciekawych, skomplikowanych i trudnych przykładów przebiegu depozycji glacialimnicznej, których interpretacja wymaga bardzo swobodnego posługiwania się prostymi modelami jednostkowymi oraz umiejętności łączenia ich aby, co wydaje się najczęściej potrzebą, zdefiniować różnorodne sytuacje przejściowe.

Z przeglądu wynikają wnioski na temat stanu wiedzy o poszczególnych odmianach osadów oraz o procesach sedymentacyjnych, zarówno od teoretycznej, jak i praktycznej – interpretacyjnej strony zagadnienia, a tym samym o istniejących problemach badawczych.

1. Subakwalne osady wrót lodowcowych są słabo opracowane, nawet w sensie teoretycznym. Podstawę stanowi zaledwie kilkanaście prac szczegółowych, z których tylko cztery zaproponowały modele środowiskowe. Są to modele przedstawiające sytuacje wyjątkowe, bardzo mocno zdeterminowane warunkami lokalnymi. Brak jest, jak dotąd, jakichkolwiek opracowań z obszaru Europy niżowej. Ten bardzo diagnostyczny paleogeograficznie typ osadów glacialimnicznych, bezwzględnie wymaga badań zilustrowanych różnorodnymi, szczegółowo analizowanymi przykładami terenowymi. Braki wiedzy bowiem dotyczą w nim nie tylko wykształcenia litofacjalnego i zmienności sekwencji, lecz również podstaw hydrodynamicznych, charakteryzujących to specyficzne, wysokoenergetyczne subsródownisko.

2. Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe mają bogatą literaturę źródłową. Należą do dość dobrze poznanych odmian osadów terminoglacjalnych, aczkolwiek i tu dostrzegam wyraźne luki, szczególnie w zakresie interpretacyjnym. Otóż brak, jak dotychczas, względnie jednoznacznych kryteriów rozróżniających tę allochtoniczną odmianę osadów glacialimnicznych, od sedymentów diamictycznych, autochtonicznych, powstających w proksymalnych częściach jezior terminoglacjalnych całkowicie subakwalnie. Te ostatnie należą do osadów subakwalnych spływów grawitacyjnych. Problem ten wymaga bardzo szczegółowych studiów teksturalnych w obrębie już rozpoznanych i poprawnie zinterpretowanych sekwencji.

3. Subakwalne osady korytowe są dość dobrze opracowane pod względem litofacjalnym i paleogeograficznym w środowisku bardzo wysoko energetycznym. Dobrze udokumentowane opracowania dotyczą obszarów zbudo-

wanych z bardzo grubofrakcyjnych odmian litologicznych. Drobnofrakcyjne, piaszczyste subakwalne osady korytowe, powszechne przede wszystkim na niżu europejskim nie doczekały się dotąd nawet wyczerpujących charakterystyk. Wymagają one wszechstronnych badań sedymantologicznych.

4. Do najlepiej rozpoznanych należą osady subakwalnych prądów trakcyjnych. W wiedzy na ich temat istnieją co prawda pewne luki, szczególnie w zakresie wysokoenergetycznych odmian powyżej płaskiego ruchomego dna (faza antywydmowa), niemniej nie ma w praktyce większych trudności w ich identyfikacji i interpretacji. Najciekawszymi, moim zdaniem, zagadnieniami są dziś modele fazowych przejść litofacjalnych pomiędzy górnym a dolnym ustrojem przepływu. Osady te również nie mają dobrej dokumentacji z obszarów europejskich.

5. Omówione cztery typy osadów budują stożki subakwalne. Teoretyczne podstawy tworzenia tych, często bardzo rozległych form, są silne i bazują na dobrze udokumentowanych stanowiskach lecz znów w tych obszarach, gdzie dominowała dostawa gruboklastycznego materiału. Nie ma adekwatnych opracowań ze stref, gdzie podstawowym źródłem dostawy były piaszczyste, mułowe i ilaste facje trzeciorzędowe. Otwartym więc i wymagającym badań jest problem zmienności sekwencji i asocjacji facjalnych stożków glacialimnicznych na niżu europejskim. O istnieniu tych osadów wspomina wiele ogólnopaleogeograficznych rozpraw.

6. Napławiane osady wytopiskowe to temat dobrze rozpracowany w ciągu ostatnich 5 – 7 lat, głównie na podstawie badań osadów glacialimnicznych starszych formacji oraz osadów glacialimorskich. Istnieją jedynie dość poważne luki w danych na temat intensywności procesów depozycyjnych w średnich i małych jeziorach terminoglacjalnych. Tu również obserwuje się brak opracowań z terenów kontynentu europejskiego (z wyłączeniem Wysp Brytyjskich i Skandynawii).

7. Osady zawiesin parapelagicznych mają bogatą dokumentację. Mechanizm depozycji oraz ich wykształcenie litofacjalne są znane i bez trudu interpretowane w sekwencjach glacialimnicznych. Ciekawym, acz szczegółowym problemem są, moim zdaniem, zaburzenia swobodnej depozycji zawiesin cyrkulacją wód w zbiorniku i ich wpływ na zmiany w typowym wykształceniu litofacjalnym. Na uwagę zasługują też szczegółowe studia teksturalne, umożliwiające np. określenie udziału dostawy eolicznej, co w warunkach plejstoceńskich stref termino- i proglacialnych jest paleogeograficznie bardzo istotne.

8. Wielu różnorodnych badań wymaga zaproponowany i wydzielony przeze mnie typ osadów lokalnej redepozycji epizodycznej. W wielu sekwencjach glacialimnicznych obserwuje się anormalnie miększe warstwy drobnofrakcyjne o zupełnie masywnej, homogenicznej strukturze, których genezy nie wyjaśnia przekonująco żaden z opisanych tu procesów depozycyjnych. Problem ten, wydaje się, stoi poza aktualnymi zainteresowaniami sedymentologów zajmujących się osadami glacialimicznymi, choć doczekał się wielu ciekawych interpretacji z osadów głębokomorskich (np. flisz). Zaproponowany przeze mnie model sedymentacji wyjaśnia tylko jedną, z bardzo wielu możliwych, sytua-

cję. Jest więc tym samym modelem roboczym, sygnalizującym jedynie problem.

9. Osady subakwalnych spływów grawitacyjnych, to temat od wielu lat będący w kręgu nie słabnącego zainteresowania. Literatura dotycząca go liczy dziś kilka tysięcy pozycji (w tym kilkaset o znaczącej randze). Jeśli wliczać by problematykę turbidytów liczby te wzrosłyby parokrotnie. Zarówno teoretyczna, jak i interpretacyjna strona procesów spływowych jest dobrze i wyczerpująco naświetlona, zwłaszcza w mezo – i makroskali zjawisk. I tu jednak, w warunkach zbiorników glacialimnicznych, istnieje kilka zagadnień, prawie zupełnie jak dotąd pomijanych, a istotnych w interpretacjach szczegółowych. Otóż wiadomo, że procesy subakwalnych spływów grawitacyjnych bardzo często reprezentują mikroskalę zjawisk, szczególnie w tych strefach zbiorników, które leżą poza głównymi szlakami rozprowadzania dostawy. W efekcie ich działania powstają warstwy o szczególnych, laminowanych strukturach, często nawet znacznej miąższości. Takie właśnie osady prawie nigdy nie były przedmiotem szczegółowych badań.

10. Problemem turbidytów i stożków turbidytowych mimo doskonałych podstaw teoretycznych oraz wielu, wszechstronnie zinterpretowanych przykładów, jest w warunkach zbiorników glacialimnicznych nadal otwarty. Nie dotyczy to, oczywiście, teorii turbidytów, zagadnień hydrodynamicznych i hydraulicznych, lecz zakresu, w jakim uniwersalna, bądź co bądź, koncepcja może być stosowna w średnich i małych zbiornikach glacialimnicznych, z punktu widzenia praktyki interpretacyjnej. Przytoczone w niniejszym opracowaniu, przykłady udokumentowały, moim zdaniem, że w wielu wypadkach nie jest to jedyna możliwa droga interpretacji lecz wyłącznie alternatywna. Zagadnienie to niewątpliwie wymaga szczegółowych badań, zwłaszcza tam, gdzie osady glacialimniczne odślaniają się w rozległych wyrobiskach, co stwarza niezbędne warunki śledzenia zmienności poziomej poszczególnych cykli depozycyjnych.

11. Osady osuwisk subakwalnych, mimo wielu przykładów ze zbiorników glacialimnicznych, uznać można za dobrze poznane. Doświadczenia studiów fliszu mogą być swobodnie przenoszone, przy uwzględnieniu różnicy skali, na baseny glacialimniczne. Ta grupa osadów nie stwarza, moim zdaniem, problemów interpretacyjnych.

12. Subakwalne osady marginalne są słabo rozpoznane w jeziorach glacialnych. W opracowaniach bywały zazwyczaj pomijane, zwłaszcza w małych i średnich zbiornikach. Wymagają one wielu badań, które powinny uwzględnić wyniki studiów nad morskimi środowiskami przybrzeżnymi, posiadającymi przebogatą literaturę źródłową. Dynamika jezior glacialnych jest szczególna i różni się znacznie (nie tylko z tytułu skali) od dynamiki wód morskich w strefach brzegowych. Danych więc z tamtych środowisk nie można bezpośrednio przenieść do glacialnego systemu depozycyjnego. Opracowania szczegółowego oczekują zarówno odmiany litofacjalne osadów, jak i fizyczne podstawy dynamiki procesów depozycyjnych.

13. Osady paraglacialimniczne, to drugie, zupełnie nowe wydzielenie w przedstawionym przeglądzie osadów zastoiskowych. Literatura ogólna (geo-

morfologiczna, paleogeograficzna) tego dotycząca jest bogata. Brak, jak dotąd, opracowań sedimentologicznych, które nie tylko omawiałyby szczegółowo kształcenie litofacjalne oraz mechanizm i przebieg depozycji lecz dawałyby również wszechstronną modelową interpretację środowiska sedimentacyjnego. Osady te bowiem są bardzo powszechne, a przez swe uwarunkowania morfogenetyczne, niezmiernie diagnostyczne w studiach paleogeograficznych.

Charakterystyka litofacjalna osadów oraz interpretacja procesów sedimentacyjnych to wstępny etap analizy basenu depozycyjnego. Aby skonstruować pełny model środowiskowo-facjalny, konieczne jest przeprowadzenie analizy poziomej i pionowej zmienności osadów wypełniających dany basen. W tym drugim etapie głównym przedmiotem zainteresowania są strefy depozycyjne zbiorników. W nim również pojawi się wiele słabo poznanych lub zupełnie nie pracowanych problemów. Wszystko to będzie przedmiotem drugiej części niniejszego opracowania.



Badania w naukach przyrodniczych podporządkowane są dziś ogólnej teorii systemów otwartych, a więc takich, które nie tylko cechuje ogromna wewnętrzna dynamika przemian energetycznych, lecz które wymieniają tę energię (i materię) z systemami otaczającymi. Na podobnej zasadzie muszą więc przygotowane być wszelkie obszerniejsze prace przyrodnicze, a szczególnie te, które prezentują wyniki w tle ogólnego dorobku określonej dziedziny wiedzy. Przedstawiona odbiorcy, pierwsza część opracowania, to efekt mojej kilkunastoletniej współpracy z wieloma ludźmi, którzy przez te lata życzliwą radą i dyskusją, świadomie bądź nieświadomie, kierowali moimi zainteresowaniami, pomagali w pracy, uczyli. Im wszystkim składam najserdeczniejsze podziękowania.

Praca przygotowana była do druku w bardzo krótkim czasie, z inicjatywy i serdecznym poparciem prof. dr habil. Haliny Klatkowej. Za szczególne uwagi i dyskusję przedstawionych zagadnień, życzliwe oczekiwanie na zakończenie spiętrzonych prac redakcyjnych składam Jej gorące podziękowanie.

Nad technicznym przygotowaniem opracowania, w szczególności maszynopisanem oraz wykonaniem rysunków czuwała Pani Ewa Małyszko, zestawienie bibliograficzne wykonał Pan Marek Ciennik. Bardzo dziękuję Im za ogromny wkład czasu i pracy, bez których realizacja tematu w wyznaczonym terminie byłaby zupełnie niemożliwa.

Krzysztof Brodzikowski
Łódź, 26 czerwca 1989 roku.

Literatura

- Acaroglu E.R., Graf W.H., 1968 – Sediment transport in conveyance system – Part 2. The modes of sediments transport and their related bed forms in conveyance system. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 13, p. 123–135.
- Agassiz L., 1840 – Etudes sur les glaciers. Privately published. Neuchâtel, 346 p.
- Agassiz L., 1887 – The Parallel Roads of Glen Roy, in Scotland. In: Agassiz's Geological Sketches, Houghton, Mifflin and Co., 2nd Ser. Boston (published posthumously with foreword by Mrs. Agassiz).
- Agterberg F.P., Banerjee J., 1969 – Stochastic model for the deposition of varves in glacial Lake Barlow – Ojibway, Canada. *Can. J. Earth. Sci.* 6, p. 625–652.
- Allen J.R.L., 1971a – Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. *J. Sedim. Petrol.* 41, p. 97–113.
- Allen J.R.L., 1971c – A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala esker. *Geogr. Ann.* A 53, p. 157–187.
- Allen J.R.L., 1971d – Instantaneous sediment deposition rates deduced from climbing-ripple cross-lamination. *J. Geol. Soc.* 127, p. 553–561.
- Allen J.R.L., 1982 – Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier. Amsterdam, 1, p. 650.
- Andersen A., Bjerrum L., 1967 – Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt. In: A.F. Richards (Editor), *Marine Geotechnique*, Urbana. University of Illinois Press, p. 221–239.
- Anderson J.B., Kurtz D.D., Weaver F.M., 1979 – Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: L. Doyle and O. Pilkey (Editors), *Geology of Continental Slopes*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ. 27, p. 265–283.
- Anderson J.B., Domack E.W., Kurtz D.D., 1980 – Observations of sediment laden icebergs in Antarctic waters: implication to glacial erosion and transportation. *J. Glaciol.* 25, p. 387–397.
- Anderson J.B., Kurtz D.D., Weaver F.M., 1982 – Sedimentation on the West Antarctic continental margin. In: C. Craddock (Editor), *Antarctic Geoscience*. Univ. Wisconsin. Madison, Wis. p. 1003–1012.
- Anderson J.B., Brake C.F., Domack E.W., Myers N., Singer I., 1983b – Sedimentary dynamics of the Antarctic Continental Shelf. In: *Antarctic Earth Science. Proc. 4th Int. Symp. Adelaide 1982*. Aust. Acad. Sci. Canberra, p. 387–389.
- Anderson J.B., Brake C.F., Myers N.C., 1984 – Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Mar. Geol.* 57, p. 295–334.
- Andrews J.T., Matsch C.L., 1983 – Glacial marine sediments and sedimentation. *Geol. Abstr. Bibliogr.*, 11, p. 375–407.
- Ashley G.M., 1972 – Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts – Connecticut. *Contr. Geol. Dept. Univ. Mass.*, 10.
- Ashley G.M., 1975 – Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts – Connecticut. In: A.V. Iopling and B.C. McDonald (Editors), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ. 23, p. 304–320.
- Ashley G.M., 1979 – Sedimentology of a tidal lake, Pitt Lake, British Columbia, Canada. In: Schlüchter (Editor), *Moraines and Varves*, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 327–345.
- Ashley G.M., Shaw I., Smith H.D., 1985 – Glacial Sedimentary Environments. SEPM Short Course 16. Tulsa, *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*.
- Bagnold R.A., 1954 – Experiments on a gravity – free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Roy. Soc. London Proc.* A225, p. 49–63.
- Bagnold R.A., 1962 – Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. *Roy. Soc. London Proc.* A265, p. 315–319.
- Bagnold R.A., 1968 – Deposition in the process of hydraulic transport. *Sedimentology*. 10, p. 45–56.
- Banerjee J., 1966 – Turbidites in a glacial sequence: a study from the Talchiv Formation, Ranigarh Coalfield, India. *J. Geol.*, 74, p. 503–606.
- Banerjee J., 1968 – A study of glacial varves as turbidites. Abstr. Meet. Am. Geol. Soc.

Wash. D.C. Feb. 1968. p. 335-336.

Banerjee J., 1973 - Part A. Sedimentology of Pleistocene glacial varves in Ontario, Canada. *Geol. Surv. Can. Bull.*, 3226. p. 44.

Banerjee J., Mc Donald B.C., 1975 - Nature of esker sedimentation. In: A.V. Jopling and B.C. Mc Donald (Editors), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 23, p. 132-154.

Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971 - Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki (The stratigraphy of the Quaternary and the paleogeography of the drainage basin of the Widawka). *Biul. Inst. Geol.* 254, p. 157-270.

Baranowski S., 1877 - Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. *Acta Univ. Wratisl.*, 393, *Studia Geogr.*, 31, p. 157.

Bates C.C., 1953 - Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 37, p. 2119-2162.

Bell H.S., 1942 - Density currents as agents for transporting sediments. *J. Geol.*, 50, p. 512-547.

Benn D.I., Dawson A.G., 1987 - A Devensian glacialmarine sequence in western Islay, Inner Hebrides. *Scott. J. Geol.*, 23, p. 175-198.

Berger W.H., 1974 - Deep-sea sedimentation. In: C.A. Burk, C.L. Drake (Editors), *Geology of Continental margins*, p. 213-241.

Boulton G.S., 1968 - Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *J. Glacial.*, 7, p. 391-412.

Boulton G.S., 1972 - Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Q.J. Geol. Soc. London.*, 128, p. 361-393.

Bouma A.H., 1962 - *Sedimentology of some Flysch Deposits*. Amsterdam, Elsevier, p. 168.

Brodzikowski K., 1982a - Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie Polski SW (Deformations of unconsolidated sediments in areas glaciated during the Pleistocene with South-West Poland as an example). *Acta Univ. Wratisl.*, 574, p. 87.

Brodzikowski K., 1982b - Problemy wykształcenia modelu sedymentacyjnego okrusów glacialnych w rowie tektonicznym (The problems of a model for the glacial sedimentation in the tectonic graben). *Materiały symp. "Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa"*, wrzesień. 1982, p. 66-103.

Brodzikowski K., 1984 - Deformacje metasedymentacyjne w osadach czwartorzędu okolic Jaroszewa (Metasedimentary deformations in Quaternary sediments in the area of Jaroszew). *Acta Univ. Wratisl.*, 655, 4 *Prace Inst. Geogr.*, A3, p. 17-57.

Brodzikowski K., 1985 - Glacial Deformation environment in subsiding zone with the Kleszczów Tectonic Graben as an Example. *Quatern. Studies in Poland*, V, 6.

Brodzikowski K., 1987 - Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji tektonizmu Europy Środkowej (Environmental Studies as a basis for the analysis and interpretation of glacial tectonism in middle Europe). *Acta Univ. Wratisl.*, 934, *Studia Geogr.*, 43.

Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1980 - Sedimentary deformations in Saalian glaciolacustrine deposits near Włostów Żary area, western Poland. *Geol. Mijnbouw.*, 59, p. 252-272.

Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1983 - Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments in the Jaroszew Zone Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica.*, 18, p. 121-196.

Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1987 - A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Science Reviews.*, 24, p. 297-381.

Brodzikowski K., Gotowała R., Hałuszczak A., Krzyszkowski D., Van Loon A.J., 1987a - Soft-sediment deformations from glaciolacustrine and fluvio-lacustrine sediments in the Kleszczów Graben Central Poland. In: Jones M.E., Preston R.M.F. (eds) 1987. *Deformation of Sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc., Special. Publ.* 29, p. 255-267.

Brodzikowski K., Krzyszkowski D., Van Loon A.J., 1987b - Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous deformation in the fluvio-lacustrine Czyżów Series Kleszczów Graben, Central Poland. In: Jones M.E., Preston R.M.F. (eds) 1987. *Deformations of*

sediments and Sedimentary Rocks. *Geol. Soc., Special Publ.*, 29, p. 269-278.

Brodzikowski K., Hałuszczak A., Krzyszkowski D., Van Loon A.J., 1987c – Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben, central Poland. In: Jones M.R., Preston R.M.F. (eds) 1987. *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geol. Soc., Special Publ.*, 29, p. 297-298.

Broster B.E., Hicock S.R., 1985 – Multiple flow and support mechanisms and the development of inverse grading in a subaquatic glacial debris flow. *Sedimentology*, 32, p. 645-657.

Carey S.W., Ahmad N., 1961 – Glacial marine sedimentation. In: G.O. Raasch (Editor), *Geology of the Arctic*, 2. Toronto Univ. Press., p. 865-894.

Castro G., 1969 – Liquefaction of Sands. Harvard. Soc. Mech. Ser. No 81, 112 p.

Charlesworth J.K., 1957 – The Quaternary Era. E. Arnold Publ. Co., London., 2 volumes.

Church M., Gilbert R., 1975 – Proglacial fluvial and lacustrine sediments. In: A.V. Iopling, B.C. McDonald (Editors) *Glacifluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 23, p. 22-100.

Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D., 1980 – Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 181, p. 57.

Clifton M.E., 1984 – Sedimentation units in stratified resedimented conglomerate, Paleocene submarine canyon fill, Pouit Lobos, California. In: Koster E.H., Steel R.J. (Editors), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 10, p. 429-441.

Clifton H.E., Dingle J.R., 1984 – Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Marine Geology*, 60, p. 165-198.

Curry R.R., 1966 – Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, p. 771-776.

Dahl R., 1968 – Glacial Accumulations, Drainage and Ice Recession in the Narvik-Skjomen District, Norway. Medd. fran Uppsala Univ. Geogr. Inst., Ser. A, 232, p. 165.

Davies J.C., Walker R.G., 1974 – Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Eurage Formation Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. *J. Sedim. Petrol.*, 44, p. 1200-1210.

De Jong M.G.G., 1983 – Quaternary deposits and Landforms of western Allgau (Germany) and the deglaciation after the last major pleistocene ice advance. *Publicaties van het Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam*, 36, p. 189.

Diem B., 1985 – Analytical method for estimating paleowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, 32, p. 705-720.

Dill R.F., 1966 – Sand flows and sand falls. In: R.W. Fairbridge (Editor), *Encyclopedia of Oceanography*, New York: Rheinhold, p. 763-765.

Domack E.W., 1982 – Sedimentology of glacial and glacial-marine sediments on Whidbey Island, Washington. An isostatic glacial-marine sequence. In: B.F. Molnia (Editor), *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York., No. Y., p. 535-570.

Domack E.W., 1984 – Rhythmically bedded glacialmarine sediments on Whidbey Island, Washington. *J. Sed. Petrol.*, 54, p. 589-602.

Dott R.H., Jr., 1961 – Squantum "tillite", Massachusetts-Evidence of ancient glaciation or subaqueous mass movements? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1289-1306.

Dott R.H., Jr., 1963 – Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 47, p. 104-128.

Dowdeswell J.A., 1987 – Processes of Glaciomarine Sedimentation. *Progress in Physical Geography*, 11, p. 52-90.

Dreimanis A., 1969 – Selection of genetically significant parameters for investigation of tills. *Zesz. Nauk. Univ. A. Mickiewicza w Poznaniu., Geografia*, 8, p. 15-20.

Dreimanis A., 1976 – Tills: Their origin and properties. In: R.F. Legget (Editor), *Glacial till. Roy. Soc. Can. Spec., Publ.*, 12, p. 11-49.

Dreimanis A., 1982 – Two origins of the stratified Catfish Creek till at Plum Point, Ontario, Canada. *Boreas*, 11, p. 173-180.

- Dreimanis A., 1989 – Their genetic terminology and classification. In: Goldswait R.P., Matsch C.L. (Editors). *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema A.A., Rotterdam, p. 17–83.
- Drozdowski E., 1974 – Zmienność fałdowa glin morenowych profilu drugiego pokładu morenowego w Sartowicach (dolina dolnej Wisły) (Facial variation of tills in the profile of the second moraine stratum at Sartowice, lower Vistula valley). *Zesz. Nauk. Univ. A. Mickiewicza w Poznaniu*, Geografia, 10, p. 121–136.
- Drozdowski E., 1979 – Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym wurmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 132, p. 103.
- Drozdowski E., 1982 – Load deformations in melt-out till and underlying laminated till. An example from northern Poland. In: E.B. Evenson, Ch. Schluchter and J. Rabassa (Editors). *Tills and Related Deposits*. Balkema, Rotterdam, p. 119–124.
- Drozdowski E., 1986 – Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 146, p. 90.
- Dżużyński S., 1963 – Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polon.*, 12, p. 136.
- Dżużyński S., Walton E.K., 1965 – Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. Amsterdam, Elsevier, p. 274.
- Edwards M.B., 1978 – Glacial environments. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, p. 416–438.
- Ehlers J., 1983 – Glacial Deposits in North-West Europe. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 470.
- Elliot D.E., Gliddon B.J., 1970 – Hydraulic transport of coal at high concentrations. In: *Hydrotransport I, Proc. First int. Conf. Hydraul. Transport of Solides in Pipes*, G2–25–56.
- Elverhoi A., Lønne O., Seland R., 1983 – Glaciomarine sedimentation in a modern fiord environment, Spitsbergen. *Polar Re.*, 1, p. 127–149.
- Embleton C., King C.A.M., 1977 – Glacial Geomorphology. E. Arnold Publ. Co., London, p. 573.
- Embleton C., Thornes J.B., (Editors), 1979 – Processes in Geomorphology. E. Arnold Publ. Co., London, p. 422.
- Eriksson K.A., 1982 – Geometry and internal characteristics of archaean submarine channel deposits, Pibara Block, Western Australia. *J. Sedim. Petrol.*, 52, p. 383–393.
- Eugster H.P., Hardie L.A., 1978 – Saline lakes. In: Lerman A. (Editor), *Chemistry, geology and physics of lakes*. New York, Springer-Verlag, p. 237–293.
- Evenson E.B., Dreimanis A., Newsome J.W., 1977 – Subaqueous flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. *Boreas*, G.p. 115–133.
- Evenson E.B., Schluchter Ch., Rabassa J., (Editors) 1983 – Tills and Related Deposits. Balkema, Rotterdam, p. 454.
- Eyles C.H., 1985 – Glacially influenced submarine channel sedimentation within the Late Cenozoic Yakataga Formation, Alaska. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr.*, 17, p. 286.
- Eyles C.H., 1986 – Sedimentation on glacially influenced Continental shelves (unpub. Ph.D. dissert). University of Toronto, p. 337.
- Eyles C.H., 1987 – Glacially-influenced submarine channel sedimentation in the Upper Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *J. Sedim. Petrol.*, 57, 6, p. 1004–1017.
- Eyles C.H., Eyles N., 1983 – Sedimentation in a large lake: a reinterpretation of the Late Pleistocene stratigraphy at Scaborough Bluffs, Ontario, Canada. *Geology*, 11, p. 146–152.
- Eyles C.H., Eyles N., 1983b – A glaciomarine model for Late Precambrian diamictites of the Port Askaing Formation, Scotland. *Geology*, 11, p. 692–696.
- Eyles C.H., Eyles N., 1984 – Glaciomarine sediments of the Isle of Man as a key to late Pleistocene stratigraphic investigations in the Irish Sea Basin. *Geology*, 12, p. 359–364.
- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D., 1985 – Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 51, p. 15–84.
- Eyles N., 1979 – Facies of supraglacial sedimentation on ice-landic and alpine temperate glaciers. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 1341–1361.
- Eyles N., (Editor), 1983 – Glacial Geology – An Introduction for Engineers and Earth

Scientists. Pergamon Press, Oxford, p. 409.

Eyles N., 1987 – Late Pleistocene debris flow deposits in large ice – contact lakes in British Columbia and Alaska. *Sediment. Geol.*, 53, p. 33–71.

Eyles N., Clague J.J., 1987 – Rockslope collapse caused by Late Pleistocene glacial lake ponding: an example from British Columbia. *Can. Geotech. J.* submitted.

Eyles N., Clark B.M., 1986 – Significance of hummocky and swaley cross – stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, 14, p. 679–682.

Eyles N., Miall A.D., 1986 – Glacial Facies. In: Walker R.G. (Editor), *Facies Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 15–38.

Eyles N., Clark B.M., Clague J.J., 1987 – Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, 34, 2, p. 193–216.

Eyles N., Eyles C.H., McCabe A.M., 1988 – Late Pleistocene subaerial debris-flow facies of the Bow Valley, near Banff, Canadian Rocky Mountains. *Sedimentology*, 3, p. 465–480.

Eyles N., Eyles C.H., McCabe A.M., 1989 – Sedimentation in an ice-contact subaqueous setting the Mid-Pleistocene North Sea Drifts of Norfolk, U.K. *Quaternary Sci. Rev.* 8, p. 57–74.

Fairchild J.J., 1983 – Effects of glacial transport and neomorphism on Precambrian dolomite crystal sizes. *Nature*, 304, p. 714–716.

Feldhausen P.H., others 1981 – Homogenization of gravity emplaced-muds and umfites. models from the Hellenic Trench. In: F.C. Wezel (Editor), *Bacini Sedimentari sui Margini Continentali Mediterranei*. Consigl. Naz. Ricerche, Rome, p. 203–226.

Friars J.C., Southard J.B., Walker R.G., 1982 – Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Short Course, 9.

Fisher R.V., 1971 – Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 41, p. 916–927.

Fisher W.L., Brown L.F., Scoot L.F., McGowan J.H., 1969 – Delta systems in the exploration for oil and gas. Bureau of Economic Geology, Austin, Texas, p. 1–78.

Fortuin A.R., 1984 – Late Orolivian glaciomarine deposits (Orea shale) in the Sierra de Albarracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 48, p. 245–261.

French H.M., 1976 – The Periglacial Environment. Lohman.

Gadd N.R., 1971 – Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland. *Geol. Surv. Canada, Mem.*, 359, p. 153.

Gage M., 1975 – Glacial Lakes. In: New Zealand Lakes, V.E. Jolly J.M. Brown (Editors), Auckland University Press and Oxford University Press, p. 57–69.

Ghibaudo G., 1980 – Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation Middle-Upper Oligocene of the Gordana Valley Northern Apennines, Italy. *J. Sedim. Petrol.*, 50, p. 723–742.

Gilbert G.K., 1985 – The topographic features of lake shores. *U.S. Geol. Survey Rept.*, 1883–84, p. 69–123.

Gilbert R., 1973 – Observations of lacustrine sedimentation at Lillooet Delta, British Columbia. Ph. D. thesis University of British Columbia, p. 193.

Gilbert R., 1975 – Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 12, p. 1697–1711.

Gilbert R., 1983 – Sedimentary processes of Canadian Arctic fjords. *Sedimentary Geology*, 36, p. 147–175.

Gill A.E., 1973 – Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 20, p. 111–140.

Goldthwait R.P., Matsch C.L., (Editors), 1989 – Genetic Classification of Glacigenic Deposits. A.A. Balkema, Rotterdam.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986 – Zarys sedimentologii. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, p. 628.

Grzybowski K., 1966 – La récession du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale aux environs de Warka sur la Pilica. *Acta Geogr. Polon.*, 16, p. 339–364.

Gustavson T.C., 1972 – Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Alaska. Univ. Massachusetts, Amherst, Coastal Research Center, Rept. 5, p. 48.

Gustavson T.C., 1975 - *Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, southeastern Alaska*. In: A.V. Jopling, B.C. McDonald (Editors), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 23, p. 249-263.

Gustavson T.C., 1975 - Bathymetry and sediment distribution in proglacial Malaspina Lake, Alaska. *J. Sedim. Petrol.*, 45, p. 738-744.

Gustavson T.C., Ashley G.M., Boothroyd J.C., 1975 - Depositional sequences in Glaciolacustrine Deltas. In: Jopling A.V., McDonald (Editors), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 23, p. 264-280.

Håkanson L., Jansson M., 1983 - *Principles of lake sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, p. 415.

Hałuszczak A., 1980 - Wstępna charakterystyka facjalna poziomów zastoiskowych. Introductory facies characteristics of ice-dammed sediments. *Proc. 52nd Meeting Geol. Soc. Poland, Bełchatów*, 1980, p. 314-318.

Hałuszczak A., 1982 - Osady zastoiskowe typu deltowego, charakterystyka i znaczenie ich występowania (Ice-dammed sediments of deltaic type, characteristics and meaning for distribution). In: M.D. Baraniecka, K. Brodzikowski, L. Kasza (Editors), *Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa, I Sympozjum. First symposium on the Quaternary of the Bełchatów region*, p. 175-179.

Hampton M.A., 1970 - Subaqueous debris flow and generation of turbidity currents. Unpublished Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford, Calif., 180 p.

Hampton M.A., 1972a - Transport of ocean sediments by debris flow (abstract). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 56, p. 622.

Hampton M.A., 1972b - The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 42, p. 775-793.

Hampton M.A., 1975 - Competence of fine-grained debris flows. *Jour. Sed. Petrology.*, 45, p. 834-844.

Hampton M.A., 1979 - Buoyancy in debris flows. *J. Sedim. Petrol.*, 49, p. 753-793.

Harland W.B., Herool K.N., Krinsley D.H., 1966 - The definition and identification of tills and tillites. *Earth-Sci. Rev.*, 2, p. 225-256.

Harms J.C., Southard J., Spearing D.R., Walker R.G., 1975 - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Lecture Notes. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course*, 2, Dallas, Texas, p. 161.

Harrison S.S., 1975 - Turbidite origin of glaciolacustrine sediments, Woodcock Lake, Pennsylvania. *J. Sedim. Petrol.*, 45, p. 738-744.

Hein F.J., 1982 - Depositional mechanism of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec. *Can. Earth Sci.* 19, p. 264-287.

Hein F.J., 1984 - Deep-sea and fluvial braided channel Conglomerates: a comparison of two case studies. In: Koster E.H., Steel R.J., (Editors), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Petroleum Geologists., Mem.*, 10, p. 33-49.

Hein G.J., Walker R.G., 1982 - The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomeratic deposits of a proglacial submarine channel with terraces. *Sedimentology*, 29, p. 309-330.

Hendry H.E., 1972 - Breccias deposited by mass-flow in the Breccia Nappe of the French pre-Alps. *Sedimentology*, 18, p. 277-292.

Hiscock S.R., Dreimanis A., Broster B.E., 1981 - Submarine flow tills of Victoria, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 18, p. 71-80.

Hiscott R.N., 1981 - Stratigraphy and sedimentology of the Late Proterozoic Rock Harbour Group, Flat Island, Placentia Bay, Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 18, p. 495-508.

Hiscott R.N., Middleton G.V., 1979 - Depositional mechanics of thick-bedded Sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation Lower Ordovician, Quebec, Canada. In: Doyle L.J., Pilkey O.H., Jr (Editors), *Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 27, p. 307-326.

Hjulstrom F., 1952 - The geomorphology of the alluvial outwash plains sandurs of Iceland and the mechanism of braided rivers. 8th Gen. Assembly and Proc. 17th Internat. Congress, Internat. Geograph. Union., p. 337-342.

Hooke R.L., 1967 - Processes in arid-region alluvial fans. *J. Geol.*, 75, p. 438-460.

Hoskin C.M., Burrell D.C., 1972 - Sediment transport and accumulation in a fjord

basin, Glacier Bay, Alaska. *J. Geol.* 80, p. 539–551.

Houmark-Nielsen M., 1987 – Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 36, p. 389.

Hunter R.E., Clifton H.E., 1982 – Cyclic deposits and hummocky cross – stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *J. Sedim. Petrol.* 52, p. 127–143.

Hutchinson G.E., 1957 – Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 12, p. 1697–1711.

Irwin J., 1971 – Exploratory limnological studies of Lake Manapouri, South Island, New Zealand. *N.Z.J. of Marine and Freshwater Res.* 5, p. 164–177.

Irwin J., 1978 – Bottom sediments of Lake Tekapo compared with adjacent Lakes Pukaki and Ohau, South Island, New Zealand. *N.Z.J. Freshwat. Res.* 12, p. 245–250.

Irwin J., 1980 – Sublacustrine channels in Lake Wanaka. *N.Z.J. Freshwat. Res.* 14, p. 87–92.

Irwin J., Pickrill R.A., 1982 – Predominant headwater inflow and its control of lake–river interactions in Lake Wakatipu. *N.Z.J. Freshwat. Res.* 16.

Jahn A., 1968 – Geomorphological deductions from observation of the bottom of an ice-dammed lake. *Geograph. J.* 39, p. 117–123.

Jahn A., 1975 – Problems of the Periglacial Zone. PWN, Warszawa, p. 219.

Jamieson T.F., 1863 – On the Parallel Roads of Glen Roy, and their place in the history of the Glacial Period. *O. J. Geol. Soc.* 19, p. 235–259.

Jersak J., 1976 – Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.* 37, p. 25–48.

Johnson A.M., 1965 – A model for debris flow. Unpublished Ph. D. Thesis, Pennsylvania State University, University Park, p. 205.

Johnson A.M., 1970 – Physical Processes in Geology. San Francisco, Freeman, p. 557.

Johnson A.M., Hampton M.A., 1969 – Subaerial and Subaqueous Flow of Slurries. Final Report to U.S. Geol. Surv. Branner Library, Stanford University.

Johnson H.D., 1978 – Shallow siliciclastic seas. In: H.G. Reading Editor. Sedimentary environments and facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 207–258.

Jolly V.H., Irwin J., 1975 – Thermal conditions. In: V.H. Jolly, Brown I.M.A., (Editors), New Zealand Lakes, Auckland University Press and Oxford University Press, p. 90–105.

Jones F.O., Embury D.R., Peterson W.L., 1961 – Landslides along the Columbia River Valley, northeastern Washington. United States Geological Survey, Professional Paper, p. 367.

Jopling A.V., McDonald B.C., (Editors), 1975 – Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 23, p. 320.

Jopling A.V., Richardson E.V., 1966 – Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. *J. Sedim. Petrol.* 36, p. 821–825.

Jopling A.V., Walker R.G., 1968 – Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sedim. Petrol.* 38, p. 971–984.

Kasprzak L., Kozarski S., 1984 – Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Prace UAM, Ser. Geogr.* 29, p. 54.

Keating W.H., 1823 – Narrative of an expedition to the source of St. Peters River, Lake Winnepeck, etc., 1823, cited in Parry, I.T., 1967. *The Canadian Geographer*, 11, p. 280.

Kennedy J.T., 1963 – The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. *J. Fluid Mechanics*, 16, p. 521–544.

Klajnert Z., 1966 – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca Środkowopolskiego (Genesis of the Domaniewicki hills and the disappearance of the Mid-Polish ice sheet). *Acta Geogr. Lodz.* 23, p. 121.

Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu (Disappearance of the Wartanian ice sheet from the Skierniewicki area and its northern foreland). *Acta Geogr. Lodz.* 38, p. 149.

Klajnert Z., Rdzany Z., 1980 – Glacifluwalna geneza wysokich poziomów teraso-

wych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Geogr. Lodz.*, 59, p. 21–36.

Klatkowska H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19, p. 141.

Klatkowska H., 1972a – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28, p. 220.

Klatkowska H., 1972b – Region Łódzki. Geomorfologia Polski, t.2. Warszawa, p. 225–240.

Klatkowska H., 1982 – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45, p. 75.

Klatkowska H., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Pabianice (664) 1:50000. Inst. Geol., Warszawa., p. 5–52.

Klein G., de V., de Molo U., Favera J.C.D., 1872 – Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconcavo basin, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1469–1492.

Klimaszewski M., 1976 – Geomorfologia (Geomorphology) P.W.N., Warszawa, p. 1098.

Klimek K., 1972 – Present-day fluvial processes and relief of the Skeidararsandur Plain, Iceland. *Geograph. Studies*, 94, p. 136.

Kłysz P., 1981 – Morfogenaza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem. *Prace U.A.M. Seria Geogr.*, 23, 88 p.

Komar P.D., 1971 – Hydraulic jumps in turbidity currents. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, p. 1477–1488.

Kozarski S., 1963 – O późnoglacialnych zanikach martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizj. nad Pol. Zach.*, 11, p. 51–60.

Kozarski S., 1965 – Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych w zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. *Prace Kom. Geogr. PTPN.*, 5, 4, p. 47.

Kozarski S., 1966/67 – The origin of subglacial channels in the North Polish and North German plain. *Bull. Soc. Amis. Sci. Letters*, Poznań, B20, p. 21–30.

Kozarski S., 1981 – Ablation end moraines in western Pomerania, NW Poland. *Geogr. Annaler*, 63, ser. A, 3–4, p. 169–174.

Kozarski S., Szupryczyński J., 1978 – Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia). *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 4, p. 59.

Krygowski B., 1974 – Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizj. nad Pol. Zach.*, 27, ser. A, p. 89–156.

Książkiewicz M., 1954 – Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 22, p. 339–450.

Książkiewicz M., 1958 – Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, p. 123–150.

Książkiewicz M., Kuenen Ph.H., 1959 – Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 1089–1118.

Kuenen Ph.H., 1950a – Marine Geology. John Wiley, New York., p. 568.

Kuenen Ph.H., 1950b – Turbidity currents of high density. 18th Inter. Geol. Congr. London, 1948. rept., pt. 8, p. 44–52.

Kuenen Ph.H., 1951a – Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. *Geol. Fören. Forhandl.*, 73, p. 69–84.

Kuenen Ph.H., 1951b – Turbidity currents as the cause of glacial varves. *J. Geol.*, 59, p. 507–508.

Kuenen Ph.H., 1957a – Sole markings of graded graywacke beds. *J. Geol.*, 55, p. 231–258.

Kuenen Ph.H., Migliorini C.I., 1950 – Turbidity currents as cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, p. 91–127.

Kurtz D.D., Anderson J.B., 1979 – Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross Sea and Weddel Sea, Antarctica. *J. Sedim. Petrol.*, 49, p. 1159–1170.

Lejtai E.L., 1966 – The origin of some varves in Toronto, Canada. *Can. J. Earth. Sci.*, 4, p. 618–632.

Lambert A.M., 1978 – Eintrag, Transport und Ablagerung von Feststoffen im Walensee. *Edog. Geol. Helv.*, 71.

Lambert A.M., Kelts K.R., Marshall N.F., 1976 – Measurements of density

underflows from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 23, p. 87-105.

Lash G. G., 1984 - Density-modified grain flow-deposits from an early Paleozoic passive margin. *J. Sedim. Petrol.* 54, p. 557-562.

Lavrushin Yu. A., 1970 - Recognition of facies and subfacies in grand moraine of continental glaciation. *Lithol. Econ. Dep.* 6, p. 684-692.

Leach P. A., 1967 - Investigation of a grade separation showing distress due to movements of varved clay. Unpub. MS. thesis, Univ. Massachusetts, Amherst, p. 78.

Leickie D. A., Duke B., 1984 - Origin of hummocky cross-stratification: Part I. Straight-crested symmetrical gravel dunes; the coarse-grained equivalent of HCS. Canadian Society of Petroleum Geologists, Symposium on the Sedimentology of Shelf Sands and Sandstones, Program with Abstracts, p. 51.

Leickie D. A., Walker R. G., 1982 - Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar - lower Gates interval; outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 66, p. 138-157.

Legun A. S., 1981 - Huronian sedimentation in the Cobalt area. *Ont. Geol. Surv. Misc. Pap.*, 100, p. 88-92.

Lerman A., (Editor), 1978 - Lakes: physics, chemistry and geology. Springer-Verlag, New York, p. 363.

Link M. H., 1971 - Sedimentology and environmental analysis of the Matilija Sandstone north of the Santa Ynes fault, Santa Barbara County, California. M.A. Thesis, University of California, Santa Barbara, p. 106.

Long D. G. F., Leslie C. A., 1985 - The placer gold potential of the early Aphebian Gowanda Formation along the northern margin of the Cobalt Embayment, Ontario, with comments on associated concentrations of silver and copper. *Ont. Geol. Surv.*

Lowe D. R., 1982 - Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.* 32, p. 279-298.

Ludlam S. D., 1967 - Sedimentation in Cayuga Lake, New York. *Limnology and Oceanography*, 12, p. 618-632.

Lyell C., 1833 - Principles of Geology. J. Murray, London, Vol. 3.

Massari S. F., 1978 - High - constructive coarse - textured delta systems, Tortonian, Southern Alps. Evidence of lateral deposits in delta slope channels. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 18, p. 93-124.

Matter A., Tucker M., (Editors) 1978 - Modern and Ancient Lake Sediments. *Int. Ass. Sed. Spec. Pub.*, 2.

Matthews W. H., 1956 - Physical limnology and sedimentation in a glacial lake. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, p. 537-552.

Max M. D., 1981 - Dalradian tillite of northwestern Ireland. In: M. J. Hambrey, W. B. Harland (Editors), *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, p. 640-642.

May R. W., 1977 - Facies model for sedimentation in the glaciolacustrine environment. *Boreas*, 6, p. 175-180.

McCabe A. M., 1987 - Quaternary deposits and glacial stratigraphy in Ireland. *Q. Sci. Rev.*, 6, p. 259-299.

McCabe A. M., Dardis G. F., Hanvey P. H., 1984 - Sedimentology of a late Pleistocene submarine-moraine complex, County Down, Northern Ireland. *J. Sedim. Petrol.*, 54, p. 716-730.

McCabe A. M., Haynes J. R., Machillan N. F., 1986 - Late - Pleistocene tioletwater glaciers and glaciomarine sequences from north County Mayo, Republic of Ireland. *J. Quat. Sci.*, 1, p. 73-84.

McCabe A. M., Dardis G. F., Hanvey P. M., 1987 - Sedimentation at the margins of late Pleistocene ice-lobe terminating in shallow marine environments, Dundalk Bay, eastern Ireland. *Sedimentology*, 34, p. 473-493.

McCulloch 1817 - On the "Parallel Roads" of Glen Roy. *Geol. Soc. Trans.*, IV p. 314-392.

Menzies I., Rose J., (Editors) 1987 - Drumlin Symposium Proceedings of the Drumlin Symposium First international conference on geomorphology, Manchester, 16-18.09.1985. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 362.

Merta T., 1978 - Extraglacial varved deposits of the Warsaw ice dammed lake younger

Pleistocene, Mazovia Lowland, central Poland. *Acta Geol. Polonica*, 28, p. 241-272.

Miall A.D., 1983 - Glaciomarine sedimentation in the Gondwana Formation Huronian, Northern Ontario. *J. Sedim. Petrol.*, 53, p. 477-491.

Miall A.D., 1984 - Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer, New York., 490 p.

Miall A.D., 1985 - Sedimentation on an early Proterozoic Continental margin under glacial influence: the Gondwana Formation Huronian, Elliot Lake area, Ontario, Canada. *Sedimentology*, 32, p. 763-788.

Middleton G.V., 1966 - Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head. *Can. J. Earth. Sci.*, 3, p. 523-546.

Middleton G.V., 1967 - Experiments on density and turbidity currents, III. Deposition of Sediment. *Can. J. Earth. Sci.*, 4, p. 475-505.

Middleton G.V., 1970 - Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: Lajoie J. (editor). Flysch Sedimentology in North America. *Geol. Assoc. Canada., Special. Paper*, 7, p. 253-272.

Middleton G.V., Bouma A.H., (Editors) 1973 - Turbidites and Deep-Water Sedimentation. Pacific Section SEPM, Los Angeles.

Middleton G.V., Hampton M.A., 1973 - Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton G.V. Bouma A.H. (Co-chairmen), Turbidites and Deep-Water Sedimentation. Pacific Section, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Anaheim, Short Course Notes, p. 1-38.

Middleton G.V., Hampton M.A., 1976 - Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.I. Stanley, D.I.P. Swift (Editors), Marine Sediment Transport and Environmental Management. Wiley, New York, p. 197-218.

Molnia B.F., 1979 - Sedimentation in coastal embayments, north-eastern Gulf of Alaska. In: Proc. 11th Annu. Offshore Tech. Conf., Houston, 1979, p. 665-676.

Molnia B.F., 1983 - Subarctic glacial - marine sedimentation: a model. In: Molnia B.F. (Editor), Glacial-Marine Sedimentation. New York. Plenum Press, p. 95-144.

Molnia B.F., Carlson P.R., 1978 - Surface sedimentary units of northern Gulf of Alaska continental shelf. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 62, p. 633-643.

Morawski W., 1976 - Flow tills from the area of Warsaw. In: W. Stankowski (Editor), Till, its Genesis and Diagenesis. *Geogr.*, 12, p. 133-137.

Morawski W., 1984 - Watermorainic sediments. *Prace Inst. Geol.*, 108.

Morawski W., 1985 - Pleistocene glaciogenic sediments the watermorainic facies. *Quatern. Studies in Poland*, 6, p. 99-115.

Mountjoy E.W., Playford P.E., 1972 - Submarine megabreccia debris flows and slumped blocks of Devonian of Australia and Alberta - a comparison (abstract). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 56, p. 641.

Mountjoy E.W., Cook H.E., Mc Daniel P.N., Pray L.C., 1972 - Alloclithonous carbonate debris-flow-Worldwide indicators of reef complexes, banks, or shelf margins. 24th Int. Geol. Congr. Montreal, Sect., 6, p. 172-189.

Murray J., Renard A.F., 1891 - Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1872-1876. In: "Challenger" Reports, Govt. Printer, London, p. 525.

Murty T.S., Polarvaparau R.J., 1975 - Reconstruction of some of the early storm surges on the Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research.*, 1, p. 116-129.

Mutti E., 1974 - Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 19, p. 92-105.

Mutti E., 1977 - Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group South-central Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 24, p. 107-131.

Mutti E., 1979 - Turbidites et cones sous-marins profonds. In: Homewood, P. Editor, Sedimentation detritique fluviale, littorale et marine. Inst. Geol. Univ. Fribourg, p. 353-419.

Mutti G.V., Ricci-Lucchi F., 1972 - Le torbiditi dell' Apennino Settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, p. 161-199.

Mutti E., Ricci-Lucchi F., 1975 - Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies Association from Selected Formations of the Northern

Apennines. Field Trip Guidebook I-II. International Sediment. Cong. IX. Nice., p. 21-36.

Mutti E., Ricci-Lucchi F., Seguret M., Zanzucchi G., 1984 - Seismo-turbidites: a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, p. 103-116.

Naylor M. A., 1980 - The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits - a review. *J. Sedim. Petrol.* 50, p. IIII-III6.

Nemec W., Steel R.J., 1984 - Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E.H. Koster, R.J. Steel (Editors), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 10, p. 1-31.

Nemec W., Porębski S.J., Steel R.J., 1980 - Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation Famennian - Tourinaian, southwestern Poland. *Sedimentology*, 27, p. 519-538.

Newitt D.M., Richardson J.F., Abbott M., Turtle R.B., 1955 - Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes. *Trans. Inst. Chem. Engrs.*, 33, p. 93-110.

Niewiarowski W., 1976 - The main directions of till studies in Poland. In: W. Stan-kowski (Editor), *Till, its genesis and diagenesis. Geogr.*, 12, p. 13-32.

Normark W.R., 1970 - Growth patterns of deep-sea fans. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 54, p. 2170-2195.

Normark W.R., 1974 - Submarine canyon and fan deposits. In: Dott R.H. Jr., Shaver R.H. (Editors), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Pub.* 19, p. 56-68.

Normark W.R., 1978 - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: Characteristics for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62, p. 912-931.

Nydegger P., 1967 - Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und in einigen Vergleichsseen. *Beitr. Geol. Schweiz-Hydr.*, 16, p. 1-92.

Olszewski A., 1974 - Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur (Lithofacial units of subglacial boulder clays on the lower Vistula, in the light of the analysis of their macrostructures and macrotextures). *Studia Soc. Sci. Toruń*, C8, p. 145.

Orheim O., Elverhoi A., 1981 - Model for submarine glacial deposition. *Ann. Glaciol.*, 2, p. 123-128.

Pariseau W.G., Voight B., 1979 - Rockslides and avalanches: basic principles and perspectives in the realm of civil and mining operations. In: B. Voight (Editor), *Rockslides and avalanches*, 2, Engineering sites. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 1-92.

Pharo C.H., Carmack E.C., 1979 - Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamloops Lake, British Columbia. *Sedimentology*, 26, p. 523-541.

Pickrill R.A., Irwin J., 1983 - Sedimentation in a deep glacier-fed lake - Lake Tekapo, New Zealand. *Sedimentology*, 30, p. 63-75.

Pickrill R.A., Irwin J., Shakespeare B.S., 1981 - Circulation and sedimentation in a tidal influenced fiord lake, Lake Mc Karrow, New Zealand. *Est. Coast. Marine Sci.* 12, p. 23-37.

Porębski S.J., 1981 - Świebodzice Succession Upper Devonian - Lowest Carboniferous, Western Sudetes: a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. *Geologie Sudeti ca.*, 16, p. 102-192.

Postma G., 1979 - Preliminary note on a significant sequence in conglomeratic flows of a mass transport dominated fan-delta Lower Pliocene, Almeria basin, SE Spain. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, serie B*, 82, p. 465-471.

Postma G., 1983 - Water escape, structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain. *Sedimentology*, 30, p. 91-103.

Postma G., 1984a - Slumps and their deposits in delta fronts and slopes. *Geology*, 12, p. 27-30.

Postma G., 1984b - Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja Fan-delta, Pliocene, southeast Spain. In: Koster E.H., Steel R.J., (Editors), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 10, p. 237-258.

- Postma G., Roep T.R., Ruegg G.H.J., 1983 - Sandy-gravelly mass flow deposits in an ice-marginal lake Saalian, Leuvenumse Beek Valley, Veluwe, the Netherlands, with emphasis on plug-flow deposits. *Sediment. Geol.*, 34, p. 59-82.
- Powell R.D., 1981 - A model for sedimentation by tidewater glaciers. *Ann. Glacial.*, 2, p. 129-134.
- Quigley R.M., 1983 - Glaciolacustrine and glaciomarine clay deposition: a North American perspective. In: N. Eyles (Editor) *Glacial Geology*. Pergamon Press, Oxford, p. 140-167.
- Rappol M., 1983 - Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgau Alps and the Netherlands. Fys.-Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam 34.
- Reading H.G., 1978 - Facies. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, p. 4-14.
- Reineck H.E., Singh I.B., 1980 - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, p. 549.
- Reynolds D.L., 1954 - Fluviolization as a geological process and its bearings on the problem of intrusive granites. *Am. J. Sci.*, 252, p. 577-614.
- Ricci-Lucchi F., 1970 - Sedimentologia, Atlante fotografica delle strutture primarie dei sedimenti. Zanichelli, Bologna, p. 288.
- Ricci-Lucchi F., 1975 - Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines. *J. Sedim. Petrol.*, 45, p. 3-43.
- Richards A.F., 1976 - Marine geotechnics of the Oslofjorden region. In: N. Janbu, B. Kjærnski, F. Iorstad (Editors), *Laurits Bjerrum memorial volume; contribution to soil mechanics*. Nor. Geotek. Inst. Oslo, p. 41-63.
- Różycki S.Z., 1972 - Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Central Poland). PWN, Warszawa.
- Ruchina E.W., 1973 - Litologia lednikowych odłożenij (The litology of glacial deposits). Nedra, Leningrad, p. 176.
- Ruddiman W.F., Bowels F.A., 1976 - Early interglacial bottom-current sedimentation on the eastern Reykjanes ridge. *Mar. Geol.*, 21, p. 191-210.
- Rupke N.A., 1975 - Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 22, p. 95-109.
- Russell I.C., 1885 - Geologic history of Lake Lahontan - A Quaternary lake of northwestern Nevada. *U.S. Geol. Survey Mon.*, 11, p. 288.
- Russell I.C., 1889 - Quaternary history of Mono Valley, California. 8 th Ann. Rept., 1886-1887, Pt. I, p. 262-394.
- Russell I.C., 1893 - Malaspina Glacier. *J. Geol.*, 1, p. 219-245.
- Rust B.R., Romanelli R., 1975 - Late Quaternary subaquatic outwash deposits near Ottawa, Canada. In: A.V. Iopling, B.C. McDonald (Editors), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 23, p. 177-192.
- Saunderson H.C., 1975 - Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: an empirical test of theory. In: A.V. Iopling, B.C. McDonald (Editors), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Publ., 23, p. 155-176.
- Saunderson H.C., 1977 - The sliding bed facies in esker sands and gravels: a criterion for full-pipe tunnel flow? *Sedimentology*, 24, p. 623-638.
- Schlüchter C.H., ed. 1979 - *Moraines and Varves*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Schuster R.L., 1979 - Reservoir-induced landslides. *Bull. Intern. Assoc. Engin. Geol.*, 20, p. 8-15.
- Seed H.B., 1968 - Landslides during Earthquakes due to Liquefaction. *Journal of the Soil Mech. & Found. Div. ASCE*, 94, No SM5, Proc. Paper 6110, p. 1053-1122.
- Seed H.B., 1976 - Some Aspects of Sand Liquefaction under cyclic Loading. *Proc. Conf. on Behaviour Off-Shore Structures*, Norwegian Institute of Technology.
- Seed H.B., 1979 - Soil Liquefaction and Cyclic Mobility evaluation for Level Ground during Earthquakes. *Journal of Geotech. Eng. Div. ASCE*, 105, No GT2, Proc. Paper 14380, p. 201-255.
- Sharp R.P., Nobles L.H., 1953 - Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, p. 547-570.
- Shaw J.D., 1972 - Late Pleistocene paleontology of Orcas, Shaw, Lopez and San Juan Islands of the San Juan Archipelago. Thesis. Univ. Washington, Seattle, unpublished.

- Shaw J., 1975 – Sedimentary succession in Pleistocene ice marginal Lakes. In: A.V. Iopling, B.C. McDonald (Editors), Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec.*, 23, p. 281–303.
- Shaw J., 1977 – Sedimentation in an Alpine Lake during deglaciation, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Geogr. Annaler*, 59A, p. 221–240.
- Shaw J., 1987 – Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. *Sedimentology*, 34, p. 103–116.
- Shaw J., 1988 – Discussion: Coarse-grained sediment flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology*, 35, p. 527–530.
- Shaw J., Archer J.J.I., 1978 – Winter turbidity current deposits in Late Pleistocene glaciolacustrine varves, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Boreas*, 7, p. 123–130.
- Shaw J., Archer J.J.I., 1979 – Deglaciation and glaciolacustrine sedimentation conditions, Okanagan Valley, British Columbia. In: Ch. Schlüchter (Editor), *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, p. 347–355.
- Shaw J., Gilbert R., Archer J.J.I., 1978 – Proglacial lacustrine sedimentation during winter. *Arctic Alpine Res.*, 10, p. 689–699.
- Shepard F.P., 1948 – Submarine Geology. Harper and Bros., New York, p. 348.
- Shepard F.P., 1961 – Deep-sea sands. 21st Int. Geol. Congr. Rep., Pt. 23, p. 26–42.
- Shepard F.P., 1973 – Submarine geology. Harper and Row, New York, p. 517.
- Shepard F.P., Dill R.F., 1966 – Submarine Canyons and other Sea Valleys. Chicago. Rand McNally, p. 381.
- Simpson J.E., 1969 – A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* 95, p. 758–765.
- Simpson J.E., 1972 – Effects of the lower boundary on the head of gravity current. *J. Fluid. Mech.*, 53, p. 759–768.
- Skipper K., 1971 – Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloviforme Formation, Gaspé, Quebec. *Sedimentology*, 17, p. 51–68.
- Skipper K., Bhattacharjee S.B., 1978 – Backset Bedding in turbidites: a further example from the Cloridorme Formation Middle Ordovician, Gaspé, Quebec. *J. Sedim. Petrol.*, 48, p. 193–202.
- Smith A., 1832 – On the water courses, and the alluvial and rock formations of the Connecticut River Valley. *Am. J. Sci.*, 22, p. 205–231.
- Smith N.D., 1978 – Sedimentation processes and patterns in a glacier-fed lake with low sediment input. *Can. J. Earth. Sci.*, 15, p. 741–756.
- Smith N.D., Syvitski J.P.M., 1982 – Sedimentation in a glacier-fed lake: the role of pelletization on deposition of fine-grained suspensates. *J. Sedim. Petrol.* 52, p. 503–513.
- Spencer A.M., 1981 – Late Precambrian Port Askaig Tillite in Scotland. In: M.J. Hambrey, W.B. Harland (Editors) *Earths Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press., p. 632–636.
- Spencer J.W., 1890 – Ancient shores, boulder parements and high-level gravel deposits in the region of Great Lakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1, p. 71–96.
- Stankowski W., 1981 – Rozwój środowiska fizyczno-geograficznego Polski. PWN, Warszawa, p. 194.
- Stanley D.J., 1969 – Sedimentation in slope and base- of slope environments. In: Stanley D.J. (Editor), *The new concepts of continental margin sedimentation*. Am. Geol. Inst. Washington, D1S-8–J-16.
- Stanley D.J., 1974 – Pebbly mud transport in the head of Wilmington Canyon. *Marine Geol.*, 16, p. M1–M8.
- Stanley D.J., 1980 – The Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps: a model for coarse sedimentation on a submarine slope. *Smithsonian Contribution to the Marine Sciences*, 5, p. 25.
- Stanley D.J., 1981 – Unifites: structureless muds of gravity flow origin in Mediterranean Basins. *Geo-Marine Letters*, 1, p. 77–83.
- Stanley D.J., Haldonado A., 1981 – Depositional models for fine-grained Sediment in the western Hellenic Trench, eastern Mediterranean. *Sedimentology*, 28, p. 273–290.
- Stauffer P.H., 1967 – Grain-flow deposits and their implication, Santa Ynes mountains.

California. *J. Sedim. Petrol.*, 37, p. 487-508.

Stone G.H., 1899 - The glacial gravels of Marine and their associated deposits. U.S. Geol. Survey Mon., 34, p. 499.

Stupavsky M., Symons D.T.A., Gravenor C.P., 1982 - Evidence for metamorphic remagnetisation of upper Precambrian tillite in the Dalradian Supergroup of Scotland. Trans. R. Soc. Edinburgh, *Earth Sci.*, 73, p. 59-65.

Sturm M., 1975 - Depositional and erosional sedimentary features in a turbidity current controlled basin (Lake Brienz). Proceedings of the IXth International Congress of Sedimentology, 1-5, Nice, 1975.

Sturm M., 1976 - Die Oberflächensedimente des Brienersees. *Ecol. Geol. Helv.*, 69, p. 111-123.

Sturm M., Matter A., 1972b - Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Thuner- und Brienersee. Ib. Thuner- und Brienersee, p. 52-72.

Sturm M., Matter A., 1972c - Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee. *Ecol. Geol. Helv.*, 65, p. 563-590.

Sturm M., Matter A., 1978 - Turbidites and varves in Lake Brienz Switzerland deposition of clastic deposits by density currents. In: A. Matter, M.E. Tucker (Editors), Modern and Ancient Lake Sediments. Spec. Publ. int. Ass. Sediment 2, p. 147-168.

Sugden D.E., John B.S., 1976 - Glaciers and landscape - a geomorphological approach. E. Arnold Publ. Co. London, p. 376.

Szczepankiewicz S., 1972 - Nizina Śląska. W: R. Gajon, ed. Geomorfologia Polski, t.2 - Niż Polski, p. 224-239.

Thomas G.S.P., Connell R.J., 1985 - Iceberg drop, dump and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine Sediments, Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, 55, p. 243-249.

Thomas G.S.P., Summers A.J., 1984 - Glacio-dynamic structures from the Blackwater Formation, Co. Wexford, Ireland. *Boreas*, 13, p. 5-12.

Tucker M.E., Reid P.C., 1973 - The sedimentology and context of Late Ordovician glacial marine sediments from Sierra Leone, West Africa. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 13, p. 280-308.

Twenhofel W.H., 1926 - Treatise on Sedimentation. Williams and Wilkins Co., Baltimore, p. 661.

Upham W., 1884 - The Minnesota Valley in the ice age. *Am. J. Sci.* 27, ser. 3, p. 104-111.

Upham W., 1895a - The Glacial Lake Agassiz. U.S. Geol. Survey Mon. 25, p. 658.

Upham W., 1895b - Eskers near Rochester N.Y. - A discussion of the structure and origin of the Pinacle Hills. Rochester N.Y. *Acad. Sci. Proc.*, 2, p. 181-200.

Van Dijk D.E., Hobday D.K., Tankard A.J., 1978 - Permo-Triassic lacustrine deposits in the eastern Karoo Basin, South Africa. In: Matter, A., Tucker M.E. (Editors), Modern and ancient lake sediments; proceedings of a symposium: International Association of Sedimentologists Special Publication, 2, p. 225-239.

Van Loon A.J., 1970 - Grading of matrix and pebble characteristics in syntectonic pebbly mudstones and associated conglomerates, with examples from the Carboniferous of Northern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 49, p. 41-56.

Van Loon A.J., 1983 - The stress systems in mudflows during deposition as revealed by the fabric of some carboniferous pebbly mudstones in Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 62, p. 493-498.

Van der Kamp P.C., Harper J.D., Conniff J.J., Morris D.A., 1973 - Facies relation and paleontology in Eocene-Oligocene, Santa Ynes mountains, California (abstract) *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 57, p. 809-810.

Van der Knaap W., Eijpe E., 1969 - Some experiments on the genesis of turbidity currents. *Sedimentology*, 11, p. 115-124.

Van Der Meer J.J.M., 1982 - The Fribourg area, Switzerland. A study in Quaternary geology and soil development. *Publ. Fys.-Geogr. Bodemkd. Lab. Univ. Amsterdam*, 32, p. 203.

Van Der Meer J.J.M., (Editor) 1987 - Tills and Glaciotectionics Proceedings of the INQUA meeting on genesis and lithology of glacial deposits, Amsterdam 1986. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 220.

Visser J.N.J., 1982 - Upper Carboniferous glacial sedimentation in Karoo Basin, Near

Prieska, South Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 38, p. 63–92.

Visser J.N.J., 1983 – Glacial-marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, Southern Africa. In: B.F. Molnia (Editor), *Glacial-Marine Sedimentation* Plenum Press, New York, p. 667–701.

Visser J.N.J., Kingsley C.S., 1982 – Upper Carboniferous glacial valley sedimentation in the Karoo Basin, Orange. *Free State. Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 85, p. 71–79.

Visser J.N.J., Looock I.C., Colliston W.P., 1987 – Subaqueous autwash fan and esker sandstones in the Permo-carboniferous Dwyka Formation of South Africa. *J. Sedim. Petrol.* 57, p. 467–478.

Vorren T.O., Hald M., Advardsen M., Lind-Hansen O.D., 1982 – Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: General Principles with a case study from the Norwegian Shelf. In: Ehlers I. (Editor), *Glacial deposits in North West Europa*, Rotterdam, Balkema, p. 61–73.

Walczak W., 1968 – Sudety. PWN, Warszawa, p. 384.

Walczak W., 1970 – Obszar przedsudecki. PWN, Warszawa, p. 415.

Walker R.G., 1966 – Shale Grit and Grindslow Shales: Transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 36, p. 90–114.

Walker R.G., 1967 – Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, p. 25–43.

Walker R.G., 1973 – Mopping-up the turbidite mess. A history of the turbidity current concept. In: R.N. Ginsberg (Editor), *Evolving Concepts in Sedimentology*, Baltimore, John Hopkins Press, p. 1–37.

Walker R.G., 1975a – Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, p. 737–748.

Walker R.G., 1976 – Diagenetic origin of continental red beds. In: H. Falke (Editor), *The Continental Permian in Central, West and South Europe* Reidel, Dordrecht, Holland, p. 240–282.

Walker R.G., 1977 – Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in south western Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 273–285.

Walker R.G., 1978 – Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, p. 932–966.

Walker R.G., 1980 – Modern and ancient submarine fans: reply to discussion. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, p. 1101–1108.

Walker R.G., (Editor) 1986 – Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 317.

Walker R.G., Mutti E., 1973 – Turbidite facies and facies association. In: Middleton G.V., Bouma A.H. (Editors), *Turbidites and Deepwater Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Pacific Sect. Short Course, p. 119–157.

Washburn 1979 – *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. E. Arnold, London, p. 406.

Winn R.D. Jr., Dott R.H. Jr., 1979 – Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26, p. 203–228.

Wright R., Anderson J.B., 1982 – The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, p. 951–963.

Wunderlich F., 1972 – Georgia Coastal Region, Sapelo Island U.S.A. *Sedimentology and Biology*. III Beach Dynamics and Beach Development. *Senckenbergiana marit.*, 4, p. 47–79.

Young G.M., 1970 – An extensive early Proterozoic glaciation in North America? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 7, p. 85–101.

Young G.M., 1981 – The Early Proterozoic Gowganda Formation, Ontario, Canada. In: M.J. Hambrey, W.B. Harland (Editors), *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge Univ. Press., p. 807–812.

Literatura uzupełniająca

- Brodzikowski K., 1992a. – Paleogeograficzne podstawy badań glacialimnicznych środowisk sedymentacyjnych. Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom Uł., 57–87.
- Brodzikowski K., 1992b. – Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimnicznych. Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom Uł., 89–120.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1991. – Glacigenic Sediments. Elsevier (Amsterdam), *Developments in Sedimentology*, 49, p. 674.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1992a. – Geneza masywnych, pelitycznych osadów glacialimnicznych deponowanych w warunkach tektonicznej aktywności podłoża (na przykładzie rowu Kleszczowa). Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom Uł., 159–166.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1992b. – Cechy transgresywnych, zastoiskowych osadów terminoglacjalnych w warunkach drobnofrakcyjnej dostawy materiału (na przykładach z obszaru rowu Kleszczowa). Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom Uł., 167–186.
- Campbell C.S., 1989a. – The stress tensor for simple shear flows of a granular material. *J. Fluid Mech.*, 203, 449–473.
- Campbell C.S., 1989b. – Self-lubrication of long runout landslides. *J. Geol.*, 97, 653–665.
- Colella A., 1988a. – Pliocene–Holocene fan deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic setting. In: W. Nemec and R.I. Steel (Editors), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings* Blackie and Son Ltd. (Glasgow), 50–74.
- Colella A., 1988b. – Gilbert-type fan deltas in the Crati Basin (Pliocene–Holocene, southern Italy). In: *Int. Works. Fan Deltas (1988) – Excursion Guidebook* (Ed. by A. Colella) Università Della Calabria, Cosenza, p. 19–77.
- Colella A., Prior D.B., (Editors) 1990. – Coarse-Grained Deltas. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 10, pp. 320.
- Drewry D.J., 1986. – Glacial geologic processes. Edward Arnold (London): p. 276.
- Farrel S.G., Eaton S., 1988. – Foliations development during slump deformation of Miocene marine sediments, Cyprus. *J. Struct. Geol.*, 10, 567–576.
- Fitzsimons S.J., 1992. – Sedimentology and depositional model for glaciolacustrine deposits in an ice-dammed tributary valley, western Tasmania, Australia. *Sedimentology*, 39, 393–410.
- Ghibaudo G., 1992. – Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, 423–454.
- Gruszka B., 1992. – Wstępna charakterystyka transgresywnych osadów zastoiskowych formacji Kuców w rowie Kleszczowa (w świetle badań w okresie 1991–1992). Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom Uł., 187–196.
- Karlsrud K., By T., 1981. – Stability evaluations for submarine slopes: data on run-out distance and velocity of soil flows generated by subaqueous slides and quick clay slides. Rept. Norw. Geotech. Inst. 52207-7, p. 67.
- Karlsrud K., Edgers L., 1982. – Some aspects of submoraine slope stability. In: S. Saxov and J.K. Nieuwenhuis (Editors) *Marine Slides and Other Mass Movements*. Plenum Press (New York), 61–81.
- Kasprzak L., 1988. – Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz kleszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej (Mechanism differentiation in the formation of marginal zones, Leszno and Poznań phases of the last glaciation, Great Poland Lowland). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 5–6, p. 159.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984. – Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce (Facies analysis of the ice-marginal sediments – Poznań phase of Vistulian glaciation in middle Wielkopolska). *Prace Uniw. A. Mickiewicza (Poznań), Ser. Geogr.*, 29, p. 54.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989. – Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland. *Quaestiones Geographicae*

Special Issue, 2, 69–81.

Kozarski S., Kasprzak L., 1987. – Facies analysis and depositional models of vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. In: V. Gardiner (Editor), *International Geomorphology*, 1986, part II, John Wiley and Sons, London, 693–710.

Lowe D.R., 1982. Sediment-gravity flows. II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279–297.

Lowe D.R., 1988. – Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35, 765–776.

Legget J.K., Zuffa G.G., (Editors) 1987. – *Marine Clastic Sedimentology*. Graham and Trotman (London), p. 457

Mandl G., 1988. – *Mechanics of Tectonic Faulting*. Elsevier, Amsterdam, p. 407

Massari S.F., 1984. R- esedimented conglomerates of a Miocene fan-delta complex, Southern Alps, Italy. In: E.H. Koster and R.I. Steel (Editors), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 10, 259–278.

Myrow P.M., Hiscott R.N., 1991. – Shallow-water gravity-flow deposits, Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, Canada. *Sedimentology*, 38, 935–959.

Nemec W., 1990a. – Deltas – remarks on terminology and classification. in: *Coarse-Grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10, 3–12.

Nemec W., 1990b. – Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior), *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 10, pp. 29–73.

Nemec W., Steel R.I., (Editors) 1988a. – *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son Ltd. (Glasgow), p. 440

Nemec W., Steel R.I., 1988b. – What is fan delta and how do we recognize it? In: W. Nemec and R.I. Steel (Editors), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son LTD. (Glasgow), 3–13.

Nemec W., Steel R.I., Gjølberg J., Collinson J.D., Prestholm E., Oxnevad I.E., 1988. – Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 72, 454–476.

Nemec W., Steel R.I., Porębski Sz.J., Spinnanger A., 1984. – Domba conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. In: E.H. Koster and R.I. Steel (Editors), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Mem. Can. Soc. Petrol.*, 10, 295–320.

Pickering K.T., Hiscott R.N., 1985. – Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, 373–394.

Pickering K.T., Hiscott R.N., Hein F.J., 1989. – *Deep-Marine Environments*. Unwin Hyman, London, p. 352

Pickering K.T., Stow D., Watson M., Hiscott R.N., 1986. – Deep water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 75–174.

Piper D.J.W., Stow D.A.V., 1991. – Fine grained turbidites. In: G. Einsele, W. Riche and A. Seilacher (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 360–376.

Porębski S.J., Meischner D., Gorlich K., 1991. – Quaternary mud turbidites from South Shetland Trench (West Antarctica) recognition and implications for turbidite facies the modelling. *Sedimentology*, 38, 691–715.

Postma G., Babic L., Zupanec J., Roe S.L., 1988. – Delta front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type fan delta. In: W. Nemec and R.I. Steel (Editors), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son Ltd. (Glasgow), 91–102.

Postma G., Nemec W., Kleinspehn K.L., 1988. – Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sediment. Geol.*, 58, 47–61.

Prior D.B., Bornhold B.D., 1988. – Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. In: W. Nemec and R.I. Steel (Editors), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son Ltd. (Glasgow), 125–143.

Prior D.B., Bornhold B.D., 1989. - Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36, 1053-1076.

Prior D.B., Coleman J.M., 1982. - Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of Mississippi Delta. In: S. Saxov and J. K., Nieuwenhuis (Editors) *Marine Slides and Other Mass Movements*. Plenum Press (New York), 21-49.

Prior D.B., Coleman J.M., 1984. - Submarine slope instability. In: D. Brundsen and D.B. Prior (Editors), *Slope Instability*. Wiley (Chichester), 419-455.

Roberts H.H., Suhayda J.N., Coleman J.M., 1980. - Sediment deformation and transport on low-angle slopes: Mississippi River Delta. In: D.R. Coates and J.D. Vitek (Editors), *Thresholds in Geomorphology*. Allen and Unwin (Boston), 131-167.

Schwarz H.U., 1982. - Subaqueous Slope Failure - Experiments and Modern Occurrences. *Contrib. Sedim. II*, Schweizerbardsche Verlagbuchhand, Stuttgart, p. 432.

Sharpe D.R., 1988a. - The internal structure of glacial landforms: an example from the Halton till plain, Scarborough Bluffs, Ontario, *Boreas*, 17, 15-26.

Sharpe D.R., 1988b. - Late Glacial landforms of Wollaston Peninsula, Victoria Island, Northwest Territories: product of ice-marginal retreat, surge and mass stagnation. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 262-279.

Shaw J., Kvill D., 1984. - A glaciofluvial origin for drumlins of the Livingstone Lake area, Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 1442-1459.

Shaw J., Kvill D., Rains B., 1989. - Drumlins and catastrophic subglacial floods. In: J. Menzies and I. Rose (Editors), *Subglacial bedforms - drumlins, Rogen marine and associated subglacial bedforms*. *Sediment. Geol.*, 62, 177-202.

Surlyk F., 1984. - Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Foreland Group, East Greenland. In: E.H. Koster and R.I. Steel (Editors), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 10, 359-382.

Surlyk F., 1987. - Slope and deep shelf gully sandstones. Upper Jurassic, East Greenland. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 71, 464-475.

Taira A., Masuda F., (Editors), 1989. - *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific Publ. Co., Tokyo, p. 230.

Takahashi T., 1980. - Debris flow in prismatic open channel. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. hydr. Div.* 104 (HY1), 1153-1169.

Takahashi T., 1981. - Debris flow. *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, 13, 57-77.

Todd S.P., 1989. - Stream-driven, high-density gravely traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36, 513-530.

Zieliński T., Brodzikowski K., 1992a. - Anastomozujący, ujściowy system aluwialny w strefie migrującej krawędzi jeziora proglacjalnego. *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom UŁ, 121-141.

Zieliński T., Brodzikowski K., 1992b. - Cechy sekwencji osadów glacialimnicznych subsródowniska przyujściowego (na przykładzie rowu Kleszczowa). *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom UŁ, 143-158.

GLACILACUSTRINE SEDIMENTATION

Part I

DEPOSITIONAL PROCESSES AND LITHOFACIES CHARACTERISTICS

Summary

CONTENTS

Abstract	142
Introduction	142
Lake origin	143
Role of the lake scale	143
Biological characteristics	143
Hydrological aspects of deposition	143
Thermal structure of the system	143
Role of atmosphere dynamics	144
Active ice front dynamics	144
Differentiation of input conditions	144
Hydropycnal flow	144
Hyperpycnal flow	144
Hypopycnal flow	145
Lake water dynamics in vertical section	145
Genetic differentiation of glacialacustrine deposits	145
Subaqueous tunnel mouth deposits	145
Morphogenetic aspects of deposition	145
Occurrence	145
Lithofacies characteristics	146
Mechanism and course of deposition	146
Interpretation of field examples	146
Terminoglacial subaqueous mass flow deposits	147
Morphogenetic aspects of deposition	147
Occurrence	147
Lithofacies and textural characteristics	147
Depositional mechanism	147
Interpretation of field examples	148
Subaqueous channel deposits	148
Morphogenetic aspects of deposition	148
Occurrence	148
Lithofacies and textural characteristics	149
Depositional mechanism	149
Subaqueous fans and their deposits	149
Interpretation of their deposits	150
Traction current deposits	150
Morphogenetic aspects of deposition	150
Occurrence	151
Lithofacies characteristics	151
Mechanism and course of deposition	151
Interpretation of field examples	151
Ice-raft-deposits	152

Morphogenetic aspects of deposition	152
Occurrence	152
Lithofacies and textural characteristics	152
Mechanism and course of deposition	153
Interpretation of field examples	153
Parapelagic deposits	153
Morphogenetic aspects of deposition	153
Occurrence	153
Lithofacies characteristics	153
Deposition mechanism	154
Problem	154
Interpretation of field examples	154
Sediments of local, episodal redeposition	154
Morphogenetic aspects of deposition	154
Occurrence	155
Lithofacies characteristics	155
Mechanism and course of deposition	155
Interpretation of field examples	155
Subaqueous gravity mass flow deposits	155
Gravity mass flow typology contra field practice	156
Morphogenetic aspects of induction and deposition	156
Occurrence	156
Lithofacies and textural characteristics	156
Mechanism of movement and deposition	157
Application of turbidite theory	157
Interpretation of field examples	157
Subaqueous slump deposits	158
Morphogenetic aspects of deposition	158
Occurrence	158
Lithofacies characteristics	158
Mechanism and course of deposition	158
Interpretation of field examples	159
Subaqueous lake margin deposits	159
Morphogenetic aspects of deposition	159
Occurrence	159
Lithofacies characteristics	159
Mechanism of deposition	160
Interpretation of field examples	160
Paraglacilacustrine deposits	160
Morphogenetic aspects of deposition and occurrence	160
Lithofacies characteristics and depositional mechanism	160
Interpretation of field examples	161
Final remarks	161
Acknowledgements	162
Editorial remarks	162

LIST OF ILLUSTRATION Drawings

1. The lake types in the glacigenic system
2. Influence of lake scale upon depositional conditions
3. Influence of hydrological agents upon lacustrine deposition
4. The thermic of glacialacustrine basin
5. Variation of input conditions
6. Lake water dynamics
7. Subaqueous tunnel mouth in floating and grounding ice conditions
8. Deposition of subaqueous sandurs
9. Esker beads deposition
10. Deposition of paraesker bars
11. General facies variation model for tunnel mouth deposits
12. Facies model for subaqueous paraesker bars
13. Terminoglacial mass flow facies
14. Sequence subaqueous mass flow
15. Terminoglacial subaqueous fan model
16. Occurrence of subaqueous channel deposits
17. Subaqueous channel deposition in front of grounding ice
18. Subaqueous channel deposition in floating ice front conditions
19. Zonality of traction current deposits in large glacigenic lake
20. The model of foreset channels and of prodeltaic bars
21. Three traction current structures within central lake zone
22. Under melting and ice rafting model
23. Ice bergs and their deposits
24. Disturbing of parapelagic deposition by turbidites
25. Conditioning of parapelagic deposition
26. Surge-like suspension input and their distribution through the lake
27. Suspension clouds formation by sudden turbidite break
28. Suspension clouds distribution within glacial lakes
29. Development conditions for subaqueous gravity mass flows
30. Turbidite fan model
31. Four sequence types of subaqueous gravity mass flows
32. The course of subaqueous mass flow stopping
33. Gravity winnowing process
34. Grain movement during collision grain flow
35. Grain movement during liquified flow
36. Turbidite current motion
37. Transformation of gravity mass flow types along the lacustrine basin bottom
38. Conditioning of subaqueous marginal deposition
39. Environmental HCS model
40. Subaqueous marginal slump caused by liquefaction
41. Paraglacilacustrine basin-types
42. Model for the subglacial basin
43. Paraglacilacustrine deposits in kames

Tables

1. The glacialacustrine deposits types and depositional processes
2. Lithofacies coding
3. Subaqueous channel and traction current deposits
4. The rate of IRD deposition

Photographs

1. Świnica 1. Proximal tunnel mouth deposits
2. Świnica 1. Paraesker bar structure – the base
3. Świnica 1. Distal parts of paraesker bars
4. Świnica 2. Distal tunnel mouth deposits
5. Łękińsko 6. Terminoglacial subaqueous mass flow deposits
6. Chojny 7. Flow diamicts of proximal lake
7. Chikotin Canyon B.C., Canada. Subaqueous flow diamicts
8. Lillooet 1 B.C., Canada. Proximal subaqueous channel deposits
9. Lillooet 1. B.C., Canada. Proximal subaqueous fan deposits
10. Gang Ranch B.C., Canada. Channel infilling on subaqueous fan
11. Lillooet 2 B.C., Canada. Middle part of subaqueous fan
12. Fraser–Lillooet B.C., Canada. Distal subaqueous channel deposits
13. Piaski 10. Prodeltaic bar deposits
14. Łękińsko 7. Traction current deposits in prodeltaic zone
15. Piaski 6. Traction ripples in proximal part of the lake
16. Potworów 1. Traction current deposits in small lake
17. Chojny 1. Traction current deposits in central lake part
18. Chojny 1. Details of structure of traction current deposits
19. Piaski 4. Distal traction current deposits
20. Gang Ranch B.C., Canada. Massive IRD diamicts
21. Gang Ranch B.C., Canada. Thick cover of IRD of glacial lake
22. Buczyna 5. Terminoglacial IRD diamicts from small lake
23. Łękińsko 8. Ice rafted deposits in prodeltaic sequences
24. Lillooet 4 B.C., Canada. Drop stones in calcilacustrine sequences
25. Wola Grzymalina 2. Ice rafted deposits in between distal laminites
26. Freser–Lillooet B.C., Canada. Proximal parapelagic deposits
27. Piaski 7. Parapelagic deposits in distal lake zone
28. Czyżów 7. Distal mud and clay of parapelagic origin
29. Potworów 3. Parapelagic deposits in small lakes
30. Łękińsko 7a. Deposits of small delta plain–lakes
31. Piaski 4. Deposits of local episodal redeposition
32. Piaski 4. Turbidite sequences
33. Chojny 3. Distal turbidites of large proglacial lake
34. Łękińsko 5. Paraturbidites – debris flow deposits
35. Piaski 7. Debris flow deposits and distal turbidites
36. Czyżów 3. Grain flow sequences
37. Czyżów 3. Details of grain flow sequences
38. Chojny 6. Prodeltaic debris flow deposits
39. Łękińsko 2. The relief of depositional surface
40. Buczyna 2. Subaqueous slump deposits
41. Piaski 3. Subaqueous slide deposits
42. Piaski 5. Lake margin deposits of the large basin
43. Łękińsko 4. Lake margin muds and laminated diamicts
44. Buczyna 4. Sandy lake margin deposits
45. Potworów 2. Small kame – lake
46. Konin Zagański. Paraglacilacustrine rippled deposits
47. Grabowno. Sandy paraglacilacustrine deposits

Abstract

This elaboration is the first part of monograph paid to glacialacustrine sedimentation. Depositional processes and lithofacies characteristics are the main subject of it. Eleven genetic subdivision within glacialacustrine deposits were proposed and described here. They are subaqueous tunnel mouth deposits, terminoglacial subaqueous mass-flow deposits, subaqueous channel deposits, subaqueous traction current deposits, ice rafted deposits, parapelagic deposits, sediments of local episodal redeposition, subaqueous gravity mass-flow deposits, subaqueous slump deposits, subaqueous lake-margin deposits and paraglacialacustrine deposits. Problem of subaqueous fan facies as well as turbidite fan facies and prodeltaic deposits was also introductionally discussed, as important for applied systematic approach.

Description of each deposit type was presented consequently according to fixed order. It contains general introduction, morphogenetic aspects of deposition, occurrence, lithofacies and textural characteristics, depositional mechanism and chosen, most spectacular field examples from Poland and SW Canada (British Columbia) with their interpretation. This part is illustrated by photo material and some schematic models of studied locations. Theoretical parts of descriptions are explained and/or summarised in models, in which environmental situation were shown mainly in blockdiagrammatic figures.

Some diagnostic lithofacies features are presented systematically in four tables. More than 450 references give the general information about most important (in the authors opinion) literature. The form, internal order and scope of elaboration make it, I believe, practically easy to use as field key paid to glacialacustrine basins analysis (with special reference to vertical and horizontal facies associations and resulting facies models) will be presented in the next (III) volume.

INTRODUCTION

Glacialacustrine sedimentation is very common in whole of glacialic depositional system. It takes place in supraglacial, terminoglacial and proglacial zones, also even in subglacial condition. Investigations of glacialacustrine sediments and processes have long tradition. The earliest studies appeared at the beginning of XIX century. Fully scientific, detailed elaborations that still have not only historical meaning for glacialacustrine sedimentology were presented before the end of it. Last 30 years again have been the periods of increasing interests in glacial and periglacial lakes. Intensive development of glaciomarine sedimentology also provided many important data concerning subaqueous depositional process and resulting deposits. Unfortunately general monographic elaboration of glacialacustrine sedimentation is still lacking, while all handbooks of glacial geology contain usually some pages only paid to this problem. This gap makes me to summarize results of my own studies, combined with review of current literature on glacialacustrine sedimentation. First part of this elaboration paid to glacialacustrine depositional processes and lithofacies sediment characteristics are presented in this volume.

LAKE ORIGIN

There are many types of glacial or glacially influenced lakes. They may represent ice-front dammed basins, melt out depressions and crevasse ponds. Subglacial, thermokarst, morainic or sandur lakes were also often reported in literature (fig. 1). Many types of glacial lakes exist in areas of mountain glaciation too. Each of these situations produce specific environmental conditions, usually distinctly different one from another. The main reasons of so differentiations are variation of energy gradients of the system. These gradients are dependant on many agents that together may be called morphogenetic aspect of deposition. It influences immedia-

tely intensity and character of glacialacustrine depositional processes. Physiographic situation plays very important role here.

ROLE OF THE LAKE SCALE

The scale of lake also influences many characteristics of depositional environment. Large and deep lake produces distinctly different sedimentary conditions than small and shallow one. Areal extent of the basin determines mainly surficial water circulation and its role in lake marginal features. Depth of water decides about amount and distribution of suspensions and about character of lake bottom processes. It especially influences bottom currents extent and dynamics (bottom of large lakes may be much more morphologically differentiated than of small basins). Scale aspect shows of course many more direct and indirect interrelations and connections with other environment agents (fig. 2). Consequently it also determine energy gradients of the system. This immediately influences lithofacies distribution and characteristics too.

BIOLOGICAL CHARACTERISTICS

Because of low water temperature and high dynamics organic life in practice does not exist in glacial or glacially influenced lakes. These lakes are generally rich in oxygen and then N and P traces yield to oxidation very rapidly. Glacigenic lakes are exceptionally oligotrophic.

HYDROLOGICAL ASPECTS OF DEPOSITION

Lake water dynamic is considered as hydrological aspect of glacialacustrine deposition here. It undoubtedly plays an important role and decides on both, intensity and character of sedimentation. Water movement in lakes results from many agents, especially from atmosphere dynamics, thermal structure of the system and from input conditions. Behaviour of active ice front (if the lake is ice-contact) seems sometimes to be the most important reason of high lake water dynamics as well as locally reported tectonic activity of substratum. Lake water dynamic is of course dependant upon scale of the basin also. Main interrelations illustrate fig. 3.

Thermal structure of the system

Simple thermal structure is typical for glacial and glacially influenced lakes. Temperature is generally very low. Surficial lake water temperature of large and deep lakes that haven't immediate contact with active ice front may change some 2-3° during the year. The lowest temperatures are connected usually with spring meltwater input, while the highest appear during ablation decrease in autumn. Occasionally thermocline forms but high lake water dynamics acts against such stability. Temperature of deeper lake water is always of about 4°C (fig. 4).

Role of atmosphere dynamics

Winds play most important role here. They induce wave action that influences mainly lake margin depositional processes. If the basin is very shallow, but relatively large areally, the waves may also distinctly influence processes at the bottom of it. Suspension surface currents extent and distribution are also controlled by wave action. These features are especially important if wind blows continuously from preferred direction.

Active ice front dynamics

Terminoglacial lakes have immediate contact with active ice front. Hydrodynamic system of such lakes is very unstable, both in floating and in grounding ice front conditions. Intensive ice front calving, sudden surges, etc. may cause paratidal features of extremely high intensity. Adequate paratidal deposits were reported from lake marginal zones. Energy gradients produced by active ice front behaviour may also play role triggers generating deformations at the lake bottom. Icebergs drift also influence lake water dynamics.

Differentiation of input conditions

Input conditions are dependant upon relative density of lake water and of that dropping into the basin as result of ice melting. These density variations may be quite distinct, not only because of temperature differences, but especially due to changeability of suspensates contents. There are three contrasted situation in which meltwater (and/or water from extraglacial streams) may be equally dense, more dense or less dense than that within the lake (homopycnal, hyperpycnal and hypopycnal flow, fig. 5), and connections with other environmental agents (fig. 2). Consequently it also determine.

Homopycnal flow. When meltwater density is approximately the same as that in lake, rapid mixing of water bodies takes place. Suspended material settles down fast and horizontal delta accretion is relatively large. Distributary mouth bars grow intensively, what results in typical Gliberts-type delta formation. Temperature variation do not play here an important role. Density relations are controlled by suspensates contents. Homopycnal flow may take place mainly in the middle of ablation period and corresponds with inputs of low and medium intensity. High flood results always in hyperpycnal flow.

Hyperpycnal flow. This situation takes place when meltwater density is higher than that in the lake. Depositional processes are dominated then by heavy bottom currents that favour Hjulstrom-type delta formation. Meltwater containing relatively coarse material and rich in suspensates cause generating of gently inclined and widespread subaqueous fan-delta slopes. Hyperpycnal flow takes place mainly during all sudden and intensive inputs so is especially common for beginning of spring ablation period. Lake water contains this time minimum of suspension that settled down during winter. Of course such input conditions are most often in all of glacial lakes during whole year.

Hypopycnal flow. This is opposite situation to that described before. Meltwater density is smaller than that in the lake. This results mainly in surficial distribution of input. Sedimentation rate is very slow. These conditions may take place near the end of ablation period, when meltwater input is rather small and when energy gradients of the system are lowest. Hypopycnal input is usually exceptional for glacial lakes.

Lake water dynamics in vertical section

Input conditions control water dynamic in vertical sections of the lake. Dependently upon input character the bottom, inter- or surface currents periodically dominate. Many other aspects simultaneously influence this dynamic very much. Lake bottom relief, input intensity and character, tectonic behaviour of substratum as well as distance from active ice front may decide sometimes about it, much more than only input character (fig. 6).

GENETIC DIFFERENTIATION OF GLACILACUSTRINE DEPOSITS

Type of depositional process involved should always be the main criterions here. Single category of deposits should be characterised this way by one or more interactive sedimentary processes. Sometimes physiographic situation of sedimentary zone may be helpful in such systematic approach. Taking the above as the base, I distinguished eleven glacialacustrine deposit types (tab. 1). They are: subaqueous tunnel mouth deposits, terminoglacial subaqueous mass flow deposits, subaqueous channel deposits, traction current deposits, ice raft deposits, parapelagic deposits, sediments slump deposits, subaqueous lake margin deposits and paraglacilacustrine deposits. Lithofacies coding was applied in some descriptions and in figure captions to make characteristics short and simple (tab. 2). Material presented here should prepare readers to detailed facies analysis of glacialacustrine sedimentary environments that will be subject of the next volume.

SUBAQUEOUS TUNNEL MOUTH DEPOSITS

Subaqueous tunnel mouth deposits may form in terminoglacial lakes only. They develop along grounding line, e.g. where active ice base loose contact with substratum. Many works report interesting observations both from grounding and floating ice front (ice-shelf) conditions (fig. 7). Meltwater output from such tunnels is continuous during whole year, and usually is the most intensive in the middle of ablation period. It is predominantly of hyperpycnal character.

Morphogenetic aspects of deposition

Tunnel mouth deposits may form in various lake bottom relief conditions. When active ice front stagnates or is in advance their preservation potential is almost zero. Their existence within glacial sequence tells directly about ice front regression. Three types of subaqueous tunnel mouth deposits were described and reported from the field. They are subaqueous sandurs, subaqueous esker-beeds and subaqueous paraesker bars (fig. 8, 9 and 10). These deposits bring many informations about ablation process and about active ice front behaviour.

Occurrence

Esker-beeds represent lens shaped, elongated and isolated hills at the lake bottom. They are perpendicularly elongated in relation to the grounding line (fig. 8). Axis of many esker-beeds resulting from one tunnel mouth indicates former positions of it and simultaneously the way of recession. Their height usually is of about 10 m, although may change dependantly upon recession conditions. Subaqueous sandurs are flat, lobate and small fans. They are proximally superimposed one on the another. Individual fan shows momental position of the tunnel mouth. Many fans generated from system of tunnel mouths may form flat and widely distributed depositional surface. Single unit has lens shape in vertical section and is very gently inclined in distal direction (fig. 9). Subaqueous sandur needs specific bottom relief as well as ice front behaviour. Paraesker bars represent slightly curved and not very long ridges. They are approximately similar to classical esker, although much less continuous and smaller. Proximal part of them usually develops under full pipe flow conditions (e.g. within subglacial tunnel, fig. 10). They mark exactly subaqueous channel pattern. The height of them varies dependantly upon ablation and recession dynamics.

Lithofacies characteristics

Lithofacial content is very variable and depends on type of the form. Individual paraesker bar contains mainly sandy and gravely massive units passing distally into horizontal or incli-

ned stratification. Most distal parts show some medium scale tabular cross stratified sets passing gradually into ripples. All the form is usually covered by parapelagic fines, sometimes with admixture of melting ice diamictic material.

Medium and large scale cross stratified units build subaqueous sandurs. Their proximal parts contain massive gravelly bodies, locally with large boulders and with diamicts. Distal zone of individual fan is sandy. The most common lithofacies here is tabular cross stratified sets passing vertically into ripple drift cross lamination and later into parapelagic mud drapes with occasional dropstones.

Esker-beeds show most complex lithofacies contents. Their proximal zone is mainly diamictic. Diamicts pass distally into massive, later stratified gravels and sands. The most distal parts contain typical lake bottom laminites with occasional dropstones. Thin rippled bodies are relatively common in them. They were generated by traction currents at the end of input surge. Some massive sands passing vertically into ripples exist in topmost parts of individual esker-beed. These sands cover sometimes diamictic carpet.

Mechanism and course of deposition

The most important characteristic of subaqueous tunnel mouth deposits is that they develop due to surge-like material input. Energy of environment in between separate pulses is relatively low, while during pulse may be extremely high. These large energy gradients cause low fossilisation ability of subaqueous tunnel mouth deposits, especially of their waning flow equivalents. The most of sequence disappears as a result of erosion during next pulsational input. The only condition that favours relatively high preservation potential appears during fast ice front retreat.

Subaqueous input compares to typical flood. Up to flood maximum erosional processes dominate and massive, coarse grained diamicts or gravels accumulates. Decrease of flood energy results in stratified gravelly and sandy lithofacies. Their distribution depends upon flow pattern and local bottom relief. Waning of subaqueous flood generates rippled units gradually passing into horizontal lamination. Parapelagic fines forms muddy drape covering whole form. Vertical sequence compares to lateral facies distribution (fig. 11).

Interpretation of field examples

Typical paraesker bar was observed in two sites near Świdnica (Lower Silesia, fot. 1, 2, 3, 4 and fig. 12). Individual bar contained four distinct depositional zones. In the most proximal of them gravelly lithofacies with boulders (fot. 1a) passed upward into imbricated gravels (fot. 1b). Gravelly units formed thick beds that were separated one from another by sandy diamicts. Second depositional zone contained massive gravelly sandy fining upward cycles (fot. 2). They showed distal inclination often. Large scale microdeltaic stratification was typical for the third zone (fot. 3). This zone formed middle part of the bar. The most distal fourth zone contained mainly sands. Horizontally and cross stratified medium scale sets passed into ripple drift cross lamination in it. This material formed fining upward cycle (fot. 4). It corresponded to waning of subaqueous flood.

TERMINOGLACIAL SUBAQUEOUS MASS FLOW DEPOSITS

This is very well known and common type of deposit. It forms in the result of slumping of supraglacial melt-out debris into the lake. These debris flow deposits are typical for the most proximal parts of lake. Many different and sometimes confusing terms were applied in their descriptions (pala tills, waterlaid tills, waterlain tills, ablation submarine moraine, basiejnowa moriena, lacustrotill, subaquatic flow till, watermorainic deposits, etc., fig. 13).

Morphogenetic aspects of deposition

These deposits are typical for such terminoglacial conditions, where the ice frontal zone inclines to the lake. Grounding ice front favours their development. If ice front floats in the lake as ice shelf they are usually absent at all. Intensity of terminoglacial mass flow deposition depends on amount of detritus within active ice frontal zone and on ice front dynamic (local ablation conditions).

Occurance

Terminoglacial, subaqueous mass flow deposits form usually lens shaped, elongated bodies. They accumulate as lobes or tongues. Thickness of separate mass flow unit varies from tens of centimetres up to some meters. Occasionally they may form distinctly thicker sequences, often together with intercalations of ice rafted deposits. Some of crevasse-like terminiglacial lakes may totally be filled-up by such deposits.

Lithofacis and textural characteristics

These terminoglacial deposits contain many types of diamicts. Their structure is rather complex. Massive, matrix or sometimes clast supported units contain often laminated intercalations. Laminated diamicts may even locally dominate. Fluidal disturbances, water escape and load structures are quite common and diagnostic feature. Internal deformations develop due to specific character of the mass transport. Load structures are the result of sediment sinking within fresh lake bottom material. Some deformations may result from unstability of sediment density gradients. Intercalations of parapelagic fines in between separate flows were often reported as very diagnostic feature. Such layers or laminae indicate sometimes breaks in between separate mass flow. Lack of constant, universally repeatable textural characteristics is very important for these deposits.

Depositional mechanism

Terminoglacial, subaqueous mass flow deposits contain redeposited melt out tills, flow tills, ablation tills, crevasse deposits, etc., that previously were accumulated in supraglacial and englacial zones. They usually develop as typical, cohesive debris flows. Their final deposition takes place when the value of tangential stress caring the flow, decreases below the value of internal shear stress of the flowing mass. This feature causes suddenly "freezing" of flow, and the flowing mass gradually slows down up to full break. If the flowage is relatively slow, it compares more to tectonic shear folding than to typical mass flow in its sedimentological sense. This mechanism generates probably most of laminated, diamictic lithofacies in terminoglacial zone (fig. 14).

Interpretation of field examples

Terminoglacial, subaqueous mass flow deposits are shown at fot. 5.6 and 7. They were been studied in the Kleszczów zone (Central Poland). The most common kind of this deposit contained laminated, diamictic units. Their thickness reached two meters maximum. Massive lithofacies were relatively rare. Lamination of diamicts developed mainly due to internal shearing (fot. 5 - unit 2). Structure of diamicts sometimes was much more complicated. Most of units contained Dmm, DSm, Sm, SFm, alternatively Dmm, DSh, DSm, Sh, Sm and SFm lithofacies. Such cake-like structure, is shown at fot. 3. Sharp contacts in between different lithologies suggest relatively slow, short transport of the material. They also may be interpreted oppositely, as veryfast slide-like movement, accompanied by shearing along contact zone. In both situations

any fluidisation or turbulence traces did not take place. Some sections of subaqueous mass flow deposits that were perpendicular to the flow direction show their channelised pattern. Troughs formed in two ways: first, as the result of erosion and second, as result of metadepositional sinking of mass flow bodies (fig. 7). Scale of flow lobes varied very distinctly. Their lateral extent in lakes from Kleszczów graben was rather small in comparison to other lacustrine deposits.

SUBAQUEOUS CHANNEL DEPOSITS

Glacialacustrine sequences often contain gravelly and sandy bodies. Some of them fill downslope, erosional troughs and depressions in lake bottom, showing their distinctly channelised pattern. In proximal lake zone shape of transverse sections of these bodies are undoubtedly like channels fills. In distal conditions they are usually lens shaped in section perpendicular to the palaeocurrent. These bodies are known from glacialacustrine and glaciomarine environments as subaqueous channel deposits. They are most common for terminoglacial subaqueous fans (fig. 15).

Morphogenetic aspects of deposition

Development of subaqueous channel deposits depends upon lake water dynamic, character and intensity of the input and upon the relief of the lake bottom. This last agent is very important. Complex relief of lake bottom favours formation of dense and complicated subaqueous channel pattern. These channels may be formed in the result of subaqueous floods, as well as due to gravity mass flows and density currents. Scale of them and amount of their infilling are relative to input intensity and to energy gradients of environment. Width of such channels varies in small lakes from some tens of centimetres up to two meters usually. In the Fraser River canyon I observed individual forms that were wider than 100 m and deeper than 12 m. Glaciomarine channels depth may reach 30–40 m, while width may be of some hundreds of meters.

Occurrence

Subaqueous channel deposits occur mainly in proximal lake zone, although sometimes they exist also in between distal laminites. These channels patterns at the lake bottom may often be similar to subaerial, fluvial drainage pattern, although usually it is much simpler. If lake bottom is very flat and slightly monoclinal on large areas, subaqueous channels may form irregular braided pattern. Shallow, braided channels represent usually low energy of environment and contain sandy lithofacies. Straight deep channels point high deposition energy. They are filled usually by coarse grained, mainly gravelly or diamictic lithofacies (fig. 16). Channel fills are usually lens or u-shaped. Their length reach sometimes hundreds of metres. Thickness of individual cycle of subaqueous channel fill varies very much, dependantly upon many environmental aspects. One channel may contain many fining upward, depositional cycles.

Lithofacies and textural characteristics

Proximal subaqueous channels are filled usually by massive gravelly lithofacies that are extremely badly sorted. Basal complex of individual cycle contains sometimes clast supported diamicts. Depositional units are downslope inclined.

Individual depositional cycle is formed by fining upward sequence. Within low energy environments it may contain fine gravels and sands that fast pass upward into horizontally stratified units, later into rippled sands. Similar lithofacies sequence is typical for proximal to distal transition in high energy environments. Distal subaqueous channels are usually filled by sandy lithofacies. Their general view shows horizontal stratification in which separate laminas repre-

sent normal or reversed graded bedding. Cross stratification is generally rare, although it appears sometimes in the upper parts of sequences. Waning flow is represented by current ripples passing into tractional horizontal lamination. The preservation potential of them is usually very low (tab. 3).

Depositional mechanism

Subaqueous channel form in two main stages. During first stage erosional trough is cut-down within lake bottom. Erosion takes place at the beginning of subaqueous flood, up to the moment when flow reaches its maximum. Material moves downslope fast, usually as debris or grain flow. During second stage channels are filled-up by sediment. Deposition starts from moment when flow energy decreases as much that is too small to transport largest clasts. The most coarse grained lithofacies settle down first and form basal complex of channel fill. This basal complex is often diamictic and shows slight fining upward tendency. Continuous flow energy decrease causes, that massive coarse grained lithofacies pass upward into stratified fine gravels and sands. This unit of sequence represents sedimentation from traction carpet usually and corresponds to upper plain bed conditions. Lateral and downslope lithofacies changeability are similar to that, observed in vertical sequences. Massive diamicts of proximal zone, which represent debris flows, pass distally into gravelly, later into sandy grain flows and traction carpets. Distal channels as well as uppermost part of channel sequences contain small scale cross stratified units that pass into ripple drift cross lamination and later on into muddy drapes. Preservation potential of waning flow lithofacies is generally very low, especially in proximal lake zone. They can be buried only in distal parts of the subaqueous channels.

Subaqueous fans and their deposits

Typical subaqueous fans develop in terminoglacial lakes. They accumulate along distally inclined lake slope, just below subaqueous tunnel mouth (fig. 17, 18). Buried examples of such forms show widely distributed, inclined bed complexes that were steeper in their proximal than in distal zones. Subaqueous fans contain coarse grained lithofacies mainly. The structure as well as lithofacies composition is usually complex, although three main deposit types dominate always. They are subaqueous channel deposits, subaqueous terminoglacial mass flow deposits and subaqueous gravity mass flow deposits. Upper parts of sequences may also contain typical traction current deposits, especially in distal fan zone. Because of common sliding and slumping of the material as well as ice rafting, lithofacies composition of subaqueous fan may be very complex. Bed thicknesses distinctly decrease distally. Subaqueous fan sequences from Kleszczów zone were about 20 m thick and about 200–300 m long in their sections parallel to the palaeocurrent direction. The width of distal zone in fans was about 300 m. Their Canadian equivalents from Fraser River area were 3–4 times larger.

Interpretation of field examples

Most spectacular examples of subaqueous fan deposits were observed in Fraser River canyon (B.C. Canada, fot. 8–12). Proximal fan (fot. 8, 9) contained mainly gravelly, massive lithofacies. Cohesive, diamictic beds were relatively rare, although locally present. Basal complexes showed often local imbrication (fot. 9). Identification of individual channels in proximal sites was very difficult because of their scale usually larger than excavation. Channel fills contained several depositional cycles that were generally fining upward (fot. 9a – 2, 3 and 4). Clast supported, diamictic beds were often separated one from the another by thin parapelagic drape (fot. 8a unit 3). These laminated drapes contained fine sand and silt. All of basal contacts were erosional (fot. 9b – boarder indicated by 5). Occasional slumping of locally steep channel margins caused that large slabs of substratum were transported downslope, along the channels (fot. 8b – raft 4). Gravels and sands of mid-fan zone showed much better sorting (fot. 10 and 11).

Channels from this zone were shallow and infilled by horizontally stratified GSh and SGh lithofacies (fot. 10). Lower fan was sandy with small fine gravel admixture (fot. 12). Depth of distal channels was about 20–50 cm, while their width varied among 50 and 200 cm. Amount of parapelagic intercalations increased distinctly in very distal fan zone (fot. 12, compare fot. 26 – unit 2). Their laminated structure was often disturbed by load deformations. Synthetic model of subaqueous current facies presents fig. 19.

TRACTION CURRENT DEPOSITS

Traction current deposits themselves are very common in glacialacustrine sequences. These sediments generate usually transitional units within subaqueous gravity mass flow sequence, especially in lake-proximal conditions. They correspond to waning of floods, and contain fine gravely and sandy lithofacies. Such occurrences do not allow to treat them as separate deposit type. Occasionally only thicker beds in some mid- and distal subaqueous fans show purely tractional origin. They form in the result of subaqueous sheet-flow. Distal lacustrine conditions more often favour local, weak traction that results in laminated sandy or even silty sediments. Such laminated sand or silty sands have usually nothing to do with distal turbidites or other complex processes. All of traction currents that transport grains along the lake bottom are never dense, so they are much more similar to typically fluvial than to lacustrine suspension undercurrents.

Morphogenetic aspects of deposition

The most of terminoglacialacustrine and proglacialacustrine traction currents develop due to weak, subaqueous meltwater undercurrents. However some of them may be also generated at the lake bottom as the result of mass replacements, deformations or, in shallow parts, even due to wave action. Traction currents may also be induced by tides, of course if lake is large enough. Active ice front surges and calving can induce them in proximal lake zones. Similar role may play endogenic activity, e.g. earthquakes, movements along fault zones, etc. They are common also within supraglacial environment, where thermosubrosion is usually the trigger. Activity of traction currents in this sense is approximately similar to action of fluvial sheet or stream flows.

Occurrence

Traction current deposits occur in whole lake, although their preservation potential is much higher in central and distal, than in proximal lake zones. Traction as transport mechanism seems to be more common and intensive in proximal sites where it generates even coarse grained, sandy sheet-like bodies. Such areal occurrence of course, is only typical for flat and gently inclined zones of lake bottom, as mid- and lower fan, or prodeltaic areas. Usually these sediments are deposited in more concentrated, linear pattern, that mainly depends upon local relief. Thickness of depositional units is always incomparably small in relation to their lateral extent. Traction current deposits often occur within upper parts of complex depositional sequences. They correspond then to typical waning flow conditions that finish subaqueous meltwater surges.

Lithofacies characteristics

Lithofacial composition depends on location of the occurrence. Dependantly upon energy of depositional environment, traction current deposits may contain fine gravel-sandy, sandy, sand-silty or even diamictic lithofacies. Massive or graded bedding and horizontal stratification are most common. Reversed graded bedding appears sometimes in coarse-sandy and fine

gravely materials. Coarse grained traction current deposits contain also sometimes massive imbricated fine gravels or low angle cross-stratified trough sets. Somewhat weaker currents accumulate subhorizontal or distally inclined, graded laminae. Sandy traction currents may form rippled or horizontally stratified units. Very distal and marginal lake zones favour development of silty traction current lamination. Horizontal parastratification may also occur in fine grained traction diamicts (tab. 3).

Mechanism and course of deposition

Traction currents represent both, upper and lower flow regimes. High energy of environment favours development of traction carpets or upper plain bed horizontal stratification. Such situation occurs especially often in subaqueous fan areas. Reversed graded bedding within some traction carpets is the result of kinetic sieving. This movement corresponds to collision mass-flow conditions. Low energy conditions produce rippled or horizontal lamination of lower flow regime. These mechanisms are quite similar to that within fluvial system. Linear pattern of traction currents generates usually rippled units, while in sheet-like, dispersed flow pattern, horizontal stratification or traction carpets dominate. Lamination of diamicts forms sometimes as result of complex winnowing processes.

Interpretation of field examples

General model of the traction current depositional activity illustrates fig. 19. Some field examples of the traction current deposits from subaqueous fans show fot. 9, 10, 11 and 12, while from prodeltaic and from lake basin plain present fot. 13-19.

Proximal subaqueous fan is usually poor in traction current deposits (fot. 9a unit 3, fig. 19 - point 1). The most of finer grained material disappears in this zone due to erosion during high floods. Amount of these deposits increases distinctly in mid-fan area. They can cover whole fan surface in between channels. Traction current deposits of this zone contain usually horizontally stratified sands of upper plain bed conditions (fot. 11b - smudges in unit 3, fig. 19 - points 2,3 and 4). Distal fan areas contain much finer traction current deposits (fot. 12 - unit 2). Lower plain bed conditions dominate although some rippled units appear, as in prodeltaic zone (fot. 13, 14, fig. 19 - point 5, see also: fig. 19 - points 6 and 7). Prodeltaic traction current deposits are present mainly within prodeltaic bars (fig. 20). They generate in the mouths of the foreset channels. These bars have fan-shaped bodies that mainly contain rippled sands (fot. 13,14 fig. 19 - point 7). Distal prodeltaic traction current deposits illustrate fot. 15 (units 1,2, see: fig. 19 - point 8). They also contain thin, current ripple units usually. Within many small basins some traction currents can modify horizontal or wave lamination (fot. 16 - unit 3 and 4). Stronger currents may form thin rippled (A-type) cosets (fot. 16b - unit 2). Distinctly different lithofacies characteristic is typical for central lake bottom plain (fig. 19 - point 9, fot. 17 and 18). Four main types of primary lamination were observed (fig. 21). Very far, distal basin-plain contains also some traction current deposits (fot. 19, fig. 19 - point 10). Their preservation potential here is quite high. They contain very fine, laminated sand or silt, with sporadic, thin sandy intercalations (fot. 19b - units 1 and 4). Traction current deposits fill also sometimes very shallow troughs within the depositional surface. The bottom relief strongly influence their character and distribution.

ICE RAFT DEPOSITS

Ice raft deposits characterise terminoglacial conditions. They are formed by floating ice bergs and ice rafts ablation and undermelting. They were described many times from quaternary, tertiary, palaeozoic and precambrian glacial sequences as well as from modern environments.

Morphogenetic aspects of deposition

There are two situations where ice rafting takes place (fig. 22). The first is connected with floating ice shelf. Such shelf undermelts during all the year, so input of material is continuous. The second situation appears when floating icebergs drifts through the lake. This process takes place mainly during summer. The deposition rate of IRD (Ice Rafted Debris) may be strongly differentiated. Within some fjords, especially in glaciomarine conditions, it may be very intensive up to 3750–4410 m/Ka (tab. 4).

Occurrence

Ice raft deposits form continuous covers usually. All of lake bottom depressions are filled by them first, especially because of redepositional rework along their slopes. This feature causes planation of the lake bottom. While distribution of undermelting debris is restricted to the extent of floating ice-shelf, distribution of ice-rafted deposits depends especially upon local ablation conditions and ice front calving intensity. Dynamic of lake water is also important here, because winds, for example, influence ice-beargs drifting. Thickness of IRD decreases distally.

Lithofacies and textural characteristics

Because of important differences in amount of material input during typical ice rafting from ice-beargs, and undermelting of floating ice-shelves, the character of ice raft deposits may vary distinctly. Depositional zone is also influences lithofacies characteristics. Undermelting deposits contain mainly massive, matrix supported diamicts (fot. 20). These diamicts sometimes are intercalated by gravely or coarse sandy beds or smudges, that result from traction and some subaqueous mass flows. Ice rafting from ice-beargs is much less intensive. It produces also diamictic beds, usually fine grained massive, but with visible admixture of larger clasts, called drop stones. Dropstones may represent rock detritus, but often they are fragments of previously accumulated material in glacial zone. Many agents influence character and lithofacies characteristic of IRD. Sometimes deformational structures are present in these sediments. They generate due to larger clasts dumping. Lateral extent of such disturbances is rather small.

Generally, ice rafted deposits contain all lithologies from boulder up to clay particles. Larger, rocky clasts are often striated. There are no any fabric regularities. Sorting of IRD is usually very bad.

Mechanism and course of deposition

Depositional mechanism is very simple here. It is gravitational falling down of undermelted material. Some authors would like to see differentiation of this process, dependant upon course of ice rafting. They distinguish drop stones, dump deposits and continuous slow ice rafting as well as suspensions fall out (fig. 23).

Interpretation of field examples

Ice raft deposits illustrate fot. 21–25. Continuous process of ice-rafts and ice-beargs melting results in accumulation of massive diamicts, locally intercalated by parapelagic silty laminae (fot. 21). Ice raft diamicts from small lakes, as in Kleszczów zone contained often drapes of parapelagic silt as well as beds of subaqueous gravity mass flow deposits (fot. 22). Thickness of such depositional complex could reach up to 25 m. Fot. 25 (units 4 and 5) shows some IRD intercalations from prodeltaic zone. Ice rafting may be easily identified in distal lake zone as drop-

stones in between laminated silts and clays (fig. 24 and 25). They were observed near by Lillo-oet (B.C.) and in the Kleszczów zone.

PARAPELAGIC DEPOSITS

Parapelagic deposits originate as the result of gravitational fall-out all suspensions, which are distributed in the lake by over- and interflow mainly. Interpretation of them is de facto easy, although they often form transitions coexisting in sequences with other deposits. Parapelagic silts and muds are very common in all of glacial lakes excluding subglacial basins.

Morphogenetic aspects of deposition

Parapelagic suspension settle down in all of lake zones. Rate of their deposition depends upon general lake water circulation, although there are many other agents that influence depositional process (fig. 24). Depth and distance from main input area determine intensity of sedimentation, for an example. All of these agents induce together complex system of interrelations (fig. 25). Character of ablation, character of input, scale of the basin as well as the location within glacial or periglacial system influences the course of the deposition.

Occurance

Deposition rate of parapelagic suspension is generally stable within all of proglacial lake. Initial differences in between proximal and distal lake zones are usually small, although pulsational surge-like input conditions cause often, that water central lake zone is richer in suspensions than proximal and marginal zones (fig. 26). Ice-front behaviour controls the distribution of parapelagic suspension. Intensity of deposition is also distinctly higher there, than in proglacial lakes.

Lithofacies characteristics

Parapelagic deposits contain silt, silty mud and clay. Silty sands exist as admixture usually, and represent eolian input. Aeolian silt and sand may get into the basin because dust storms that sometimes appear in proglacial zones. Parapelagic deposits form always graded, fining upward, and often laminated units. Parapelagic lamination generates in the result of sedimentation breaks. It also may be sometimes difficult to distinguish from that formed by very weak traction currents (lower plain bed conditions). This is because most of traction currents are accompanied by suspension fall out.

Depositional mechanism

The Stoke's rule gives full explanation of parapelagic deposition. Gravity fall-out is dependant upon the grain diameter and the water density (controlled by both, suspension and temperature). Continuous suspension fall-out produces massive, graded sequences. Sharp lamination of parapelagic deposits originates due to pulsational suspension input.

Problem

There are some interpretational problems concerning lake-bottom varvites. Most of winter laminas develop mainly due to pure, parapelagic suspension fall-out. Most authors agree with such interpretation. Winter turbidites are generally rare in glacialacustrine basins, especially in

proglacial conditions. Summer parts of varves are much more complicated. They contain many fining upward laminas. Most of sedimentologists connect all of them with turbidites activity, in spite of commonly known data about suspension contents in lake water during summer that it is about ten times higher than that of the winter times. This example suggests that not all of fine graded laminas within summer couplets should be interpreted as distal turbidites (DE or E units of Bouma sequence). This seems to be important in detailed palaeogeographic interpretations.

Interpretation of field examples

Parapelagic deposits are generally very common in all the lacustrine basins. They may be represented by Fh, Fm or Fg lithofacies (fot. 26 – unit 2, comp.: fot. 11 and 12). Thickness of them in terminoglacial Lillooet site was about 2–3 m. This suggests very high input intensity. In the tectonically active areas as Kleszczów zone, parapelagic deposition was also very intensive (fot. 27 and 28). Five to six cm thick parapelagic bed was accumulated within central part of the lake as one depositional episode. Of course, parapelagic accumulation was accompanied usually by weak current rework (fot. 27b – units 7 and 8). This feature was often reported from both large and small lakes (fot. 29). An example of this shows fot. 30.

SEDIMENTS OF LOCAL, EPISODAL REDEPOSITION

Sediments of local episodal redeposition originate in exceptional, although locally quite common conditions. They contain usually monofractional fine grained material that yields to resedimentation in almost the same place from which they were removed. Depositional process *sensu stricto* is *de facto* the same as that forming parapelagic sediments.

Morphogenetic aspects of deposition

There are three main situations when such deposits may develop. First of them is induced by earthquake or sudden lake bottom displacement that resuspends fresh sedimentary cover and causes generation of large suspension cloud above the lake bottom. Such clouds may fast settle down, if not influenced by intensive water turbulence. Sudden breakage of flowing turbidite or slumping mass may also cause similar resuspension. This second situation may appear we then gravity mass movement will find obstacle on its way across lake bottom. Vertical escarpments may easily play role of such obstacle (fig. 27). The third situation, but of much less intensive depositional importance may be caused by fall of large dropstones that dump on fresh depositional surface. Such dumping will always induce resuspension of lacustrine bottom sets.

Occurance

There are no rigid rules here. This type of sediment occurs usually within local depressions. Shapes of deposition-filling bodies are lenticular in their sections, especially if gravity mass replacement along depression slopes accompanies to resuspension fall-out. Sediments of this type form sheet-like widespread strata when lake bottom is relatively flat. Lateral distribution is usually not wider than some hundreds of meters. Location of sediments of local, episodal redeposition is absolutely accidental. It depends upon place of trigger appearance. Maximal thickness observed was about 3 m (fig. 28).

Lithofacies characteristics

Totally massive structure of these deposits is the most typical characteristic. Usually more than 95% of sequence are built of homogeneous clayey-silty material. Topmost part of some sequences contains slight grading, but because of general fine grained composition it is not always very clear.

Mechanism and course of deposition

Each triggers that are mentioned above disturb depositional balance of the lake bottom material and cause resuspension. Additionally, turbulence of water appears and favours upward motion of suspension. Intensive turbulence always accompanies with substratum displacement, with boulders dumping or with collisions of any mass at the lake bottom. Suspension clouds contain fines that were before very well sorted after primary deposition, so all particles diameter is approximately similar. Because of this, most of the resuspended material settles down almost simultaneously. The deposition rate of such episodal resedimentation is incomparably higher than normal parapelagic accumulation. This very high deposition rate is the most specific characteristics of depositional mechanism of described sediment type.

Interpretation of field examples

Sequence from fot. 31 was situated in distal lake zone. Parapelagic deposition dominated in this area. The only silt-clay lithologies accumulated during whole year. Ice front advanced after some 3-4 years of stagnation. Varves thicknesses distinctly increased. Distal bottom currents appeared to be more active. Intensive transgression was about 8-9 years long. During the last year an earthquake took place. Replacement along the fault zone accompanied to it. This trigger resuspended much material and formed large suspension cloud containing very fine and well-sorted material. Suspension settled down rapidly forming very thick homogeneous bed.

SUBAQUEOUS GRAVITY MASS FLOW DEPOSITS

There are four main types of subaqueous gravity mass flow deposits. The most important criteria of their differentiation are the forces character that caused the motion. These forces are complex resultants of water filtration, matrix strength, dispersion degree and dynamic viscosity relations in between depositional mass and surrounding medium. These four subaqueous gravity mass flow types are: debris flow (cohesive flow), grain flow (collision flow), liquefied flow and turbidite flow.

Gravity mass flow typology contra practice

This is one most important aspects of glaciolacustrine deposits interpretation. All of field geologist and those which mainly work on theory stress that in among four main mass flow types are many transitional forms. One type of gravity mass flows most often pass during motion into another along his way. In most of sequences we can find characteristic typical for two or three flow types together. This means that pure grain flow or liquefied flow is much less common in nature than mixed processes, in which one type of motion or supports mechanism slightly dominate upon another. Such domination may also change during short time.

Morphogenetic aspects of induction deposition

Subaqueous gravity mass flow deposits may be induced almost everywhere at the lake bottom, where depositional surface is inclined and where trigger will appear. Most of mass flows induce and develop in proximal lake zone. Only turbidites are more typical for central and distal parts of the basin. All of gravity mass movements may be induced by tectonic substratum activity, thermosubrosional dumping above cavities and by mechanical property of sediment that lose its stability because of overburden load. They are mainly induced in deltaic foresets, in prodeltaic zone and along subaqueous fans. From these zones they may flow through almost all the lake bottom. Mass motion starts when unstable depositional systems lose their balance due to momental trigger activity. The wave base, dumping of dropstones, subaqueous slump or slide as well as tides may play the role of such triggers (fig. 29).

Occurance

Subaqueous gravity mass flow deposits occur commonly in lakes. There are no specific places at the bottom where such features can induce or develop. Their lateral distribution depends on many agents. Lake bottom relief plays here important role. Separate mass flow unit forms usually lobate or sheet like sedimentary body. Thickness of such unit varies from some millimetres up to many meters sometimes. They often fill channels as well as form widely distributed sheets. Turbidites have the widest distribution, while dense debris flows are most localised (fig. 30).

Lithofacies and textural characteristics

Debris flow deposits are diamictic. Dmm and Dcm lithofacies dominate. Larger clasts concentrate sometimes near the base, forming basal complex. Middle part of sequence contains usually rafts of substratum sediment that were incorporated during motion. Thin drape of reversely graded fines appears sometimes in the bottom of unit (fig. 31a).

Grain flow deposits are gravelly or sandy. They contain reversely graded units usually, although this grading sometimes occurs in the topmost part only. Some tractional paralamination may also sometimes be present. Muddy rafts are quite common, especially in the upper part of the sequence (fig. 31b).

Liquified flow deposits contain SGm, Sm, SFm lithofacies usually. Deformation structures are present in the base and in the upper part of the sequence. Flame and dish structures are most typical but water escape structures may appear also, especially at the mass flow surface (sand volcanoes). Convolute bedding was reported many times (fig. 31c).

Turbidite flow forms five unit sequences (Bouma sequence). They were very often described and analysed in details from many sites of glacial and periglacial systems (fig. 31d).

Mechanism of movement and deposition

The problems of subaqueous gravity mass flow deposits were often described in details. Both mass movement mechanisms as depositional mechanism and course have been analysed from all of possible environmental conditions and points of view. The reference list contains most important sources that were published on this subject. Simplified scheme of both movement and deposition mechanism are presented at fig. 32–36 as the summary of results. Four types of grain support mechanisms (matrix strength, upward water filtration, turbulence and grain collisions) are presented there and explained in a relation to lithofacies development and to the course of deposition. Classic Bouma sequence was described (A–E) as well as turbidite fan formation.

Application of turbidite theory

The most of depositional processes that act within glacialacustrine basin may be interpreted according to turbidites theory. This theory seems to be understood as too universal toolkit. However, each unit and Bouma sequence may also be explained by one of earlier described processes. Unit A for example is the effect of debris, grain or liquified flow. Unit B contains lithofacies that represent upper plain bed conditions or even antidune depositional phase. Such bed may originate by fast traction current. Overlying C unit contain current ripples typical for waning flow aggradation. Unit D represents lower plain bed conditions which usually is formed due to weak traction. Unit E is an equivalent of parapelagic suspensates settling. Lithofacies that are typical for one of A-E units occur often separately, without any clear connections with density undercurrents. Such processes as traction or suspension setting may of course act independently within glacial lake. It is very important to remember that not all laminites can be interpreted according to this theory. Application of the term "turbidite" many more concerns to specific horizontal lithofacies association than to local, usually partly preserved vertical sequence. Last tendencies in glacialacustrine sedimentology suggest that all of glacialacustrine sequences should be interpreted in they light of turbidite theory. I can not fully agree, because many types of varves, even proximal not always represent sedimentation from density currents for an example. Of course turbidite theory gives us systematic approach, in which features and processes are closely connected and resulting one from another. This approach is easy to apply to great most of glacialacustrine basins and make facies interpretation as "an object lesson". Really necessary is to remember that turbidite currents may of course build an important part of glacialacustrine rhythmites although, most probably, not all of them. For some small scale lakes the turbidite theory can not been applied at all. Oppositely large scale lakes, especially those of distinct depth and very intensive sediment input may favour development of classic turbidite associations.

Interpretation of field examples

Fot. 32 presents turbidite sequences of the middle basin plain from terminoglacial lake. They are 5-10 cm thick cycles containing minimum three units each. In their basal parts sandy traction carpets usually exist (unit A and/or B). It passes upward into slightly laminated silty sand (unit C and D) and later into muddy drape (unit E). Dark cosets are also complex sometimes showing 3-4 sub-sequences containing thin fining upward sub-cycles of fines (units D and E). Distal glacialacustrine turbidites from Chojny 3 sites are distinctly finer grained (fot. 33). Each of cycles starts from C unit of Bouma sequence. Some interesting sequeces were observed also from prodeltaic zone in Łękińsko site (fot. 34). They are visually similar to turbidites, although they can not be interpreted that way. They represent complex, horizontally laminated rhythmites in which very small scale debris flows form continuous intercalations. Dense muddy debris flow is shown at fot. 35 while grain flows are presented at fot. 36 and 37 from Czyżów site. These last shows reversed and complex graded bedding. Some flame structures accompanied to grain flows. Dense cohesive debris flow deposits were very common in prodeltaic zone (fot. 38). Most of mass flow deposits produce also an interesting surficial current marks during motion (fot. 39).

SUBAQUEOUS SLUMP DEPOSITS

This type of sediments hasn't been often reported or described from glacialgenic sequences. Basic sedimentological characteristics as well as description of mechanism and course of its deposition were presented mainly in elaborations paid to flysh deposits. Few papers appeared during last years only.

Morphogenetic aspects of deposition

Subaqueous sliding and slumping of sedimentary mass may develop due to local subaqueous slope instability. Such processes take place mainly on fans and on deltaic foresets. Subaqueous slumping and sliding may also be induced by same agents as that generating subaqueous gravity mass flows. Tectonic substratum activity plays here very important role.

Occurance

Subaqueous slump deposits occur mainly in prodeltaic and lower fan zones. This subaqueous en mass transport is usually not very far in lacustrine conditions. Of course small slumped raft fragments may be caught and removed with flowing masses even to distal lake zones but then they play only role of admixture in genetically different sediments. Lateral distribution of subaqueous slump deposits is relatively small. These deposits usually form irregular lens shaped or lobate bodies filling local depressions in proximal lake bottom.

Lithofacies characteristics

Subaqueous slump and slide deposits contain diamicts and cumulations of deformation slabs and rafts. They often look as breccias. Larger slabs are always present, especially in proximal conditions. They are internally deformed. Primary sedimentary structure of slumped material is usually partly preserved within slabs. Structure of these deposits is generally massive and internally deformed.

Mechanism and course of deposition

There are many categories of en mass gravity subaqueous replacements, but two of them play an important role in glacialacustrine basins. The first is typical slumping with clear shear plain in the base. This form of downslope movement is relatively common. Basal shear zone develops deeply below sedimentary surface so thick mass of material replaces simultaneously. The motion of such slumped mass usually continues long after first replacement. Later movements may be continuous as well as surge-like. Second type represents shallow slides of surfacial sediment layer only. This type of en mass redeposition is usually final. Largest slabs and rafts settle down, while finer clasts may continue their movement. Substratum may be deeply eroded by them during motion. Because of this such moving material passes usually into debris flow and later into turbidite. Deposition takes place when the supporting forces are too weak to continue transport (fig. 37).

Interpretation of field examples

Deposit sequence from the middle part of glacialacustrinebasin contains large amount of small deformation slabs and internally folded clasts (fot. 40). It may be interpreted as subaqueous slump deposits formed in relatively small lake. Transport was not very long here and the material had been derived from the flat lake bottom. This suggests also that slumping was induced by endogene agent. Completely different character of subaqueous en mass replacement is shown at fot. 41. It represents probably slow plastic movement along prodeltaic slope. Deformational lamination may form under such conditions.

SUBAQUEOUS LAKE MARGIN DEPOSITS

Subaqueous lake margin deposits originate along these lake shores and slopes that are situated far from main distributaries. Sediment input has here almost nothing to do with typically glacial agents. Main processes influencing deposition are tidal and wave action as well as distal subaqueous gravity mass flows and replacements induced by these agents usually. Such sedimentation characterises by low energy gradients. Subaqueous lake margin deposits from glacial and periglacial environment were usually out of main interests of sedimentologists.

Morphogenetic aspects of deposition

Intensity of lake marginal deposition is generally low. Main active depositional agents play secondary role in lacustrine sedimentation. Their intensity depends upon transgressive or recessive tendencies of the basin development, scale and depth of the basin, geometry of it, lake bottom relief, geological structure of the substratum and of all those agents that influence lake water dynamics (fig. 38).

Occurance

Subaqueous lake margin deposits form thin covers surrounding all other lacustrine sediments. Lake shore and beach deposits are included to this category. Their extent is small in comparison with other deposits types. Inclination of lake slopes controls their occurrence and lateral extent as well as depth of wave base. This means that in large shallow basins with gently inclined slopes lateral distribution of lake margin deposits is much larger than in small lakes and in those having steep slopes.

Lithofacies characteristics

There are two main agents that influence lithofacies characteristics of lake margin deposits. They are lithology of lake shore and subaqueous slopes and dominant sedimentary processes. Substratum lithology is so important because it is the main source of the material. Relief of lake shore is secondary but also serious control. Steep escarpments for an example favour lake marginal land sliding and slumping of material.

Lake margin deposits contain usually sands, sand with fines admixture and diamictic. Horizontal and inclined laminations of complex origin are the most common. Subaqueous avalanching produces stratification parallel to the slope, as well as takes part in formation of some laminated diamicts. The most diagnostic for lake margin conditions of course are wave, lenticular and flaser stratifications. The same diagnostic role plays hummocky cross stratification (fig. 30).

Mechanism of deposition

Complex lithofacies characteristic of lake-margin deposits is the function of simultaneous activity of various depositional mechanisms. There are many sedimentary processes that take part in their development. Tidal and wave action produces complex systems of rippled and laminated sediments often with changeable palaeocurrents direction. These deposits develop in upper parts of lake slope. Storm wave-base activity generates HCS. It also occurs in upper parts of lake slope. One of the most important mechanism is avalanching of grains along lake slope. This may be induced by gravity only but often may also be caused by wave action. Such avalanching if intensive enough may pass easily into traction carpet, later even into real gravity mass flow, eventually into turbidity current. In such situation extent of sediments derived

from lake marginal zone, by typical lake marginal process, is relatively large. Wave action sometimes may cause marginal slumping too (fig. 40).

Interpretation of field examples

Interpretation of lake margin deposits may be very difficult, especially when most diagnostic lithofacies are absent. All of horizontally and inclined stratification types in sandy muds, sands or even diamicts give great number of theoretically right interpretation possibilities. Some of most commonly observed lake margin deposits are these with slight current lamination within muddy sands (fot. 42a). If some well-developed current ripples are present (fot. 42b) their interpretation is much easier. Horizontal discontinuous lamination develops as the result of flowage along the slope (fot. 43a). When continued it may pass into distinct parallel lamination, as shown at fot. 43b. The next plate shows lake margin deposits in which lenticular, weak traction current deposits as well as gravity mass flow deposits are simultaneously present in one sequence (fot. 44). This sequence illustrates directly the course of sedimentation in small bay of large terminoglaciac lake.

Paraglacilacustrine deposits

Paraglacilacustrine deposits accumulate under stagnant water conditions within small and usually shallow ponds. The physiography of these basins could not allow to call them "lakes" while depositional processes are the same as active in typical lakes.

Morphogenetic aspects of deposition and accretance

Paraglacilacustrine deposits occur commonly through all of glacial depositional system, although there are three main situations that favour their deposition. First occurs within subglacial basins, second characterises crevasses of supra- and terminoglaciac environment, and third represents all of those ponds that appear in supra- and proglacial zones (fig. 41). Glacioluvial, melting ice and aeolian input play important role. Their intensity and predominances depend on local situations. Depositional cover has not any diagnostic lithofacies regularities. Paraglacilacustrine basins are usually very short-existing. They may be completely filled as the result of one intensive surge-like input cycle.

Lithofacies characteristics and depositional mechanism

Lithofacies characteristics of paraglacilacustrine sediments may be the best explained by paradoxical statement: extreme unreadability, non-typicality and transitionality are the most important characteristics of them. This is caused by generally mixed sedimentary processes acting on relatively small areas simultaneously. The result is horizontal and vertical grain size distribution as well as facies' associations can not pass gradually one into another. Additionally quite often is that the energy level of the input may pass energetic capacity of the basin what results in episodal existence of them.

The most common lithofacies are Sh, SFh, SFf, SFl, Fw, Ff, Dmm, Dh, Sm, SFm, Fm with all of possible transitionalites and structural charges. Rippled lithofacies always coexist with many laminated fines types. Within subglacial basins the undermelting takes place (fig. 42) while in other basins gravity seems to play the role of main agent.

Interpretation of field examples

Paraglacilacustrine deposits have been especially well preserved in kames (fig. 43). Two small basins from Potworów site had different character (fot. 45). The first of them was typically supraglacial with distinct bottom subsidence caused by buried ice melting. It represented small pond of about 1 m deep. The second one was shallower but larger. Traction played more important role as sedimentary agent. Much larger but extremely shallow pond was studied in Komin Żagański site (fot. 46). Rippled lithofacies distinctly dominated within (Sr, SFr). This site has been interpreted as formed in between dead ice blocks. Deep and small crevasse basin infilling were observed in Grabowo site (fot. 47). Sands and sandy silt have slid into the basin along steep slopes. Discontinuous deformational lamination was dominant structure in this site.

FINAL REMARKS

Final remarks especially describe state of art in lithofacies characteristics and depositional processes of glacialacustrine environment. The most conclusions concern to Polish glacial sedimentology although some of them have much wider sense.

1. Subaqueous tunnel mouth deposits need many new detailed data to be explained well. Especially their theoretical basis is relatively weak. Some papers only exist which are fully paid to physical aspects of sedimentation, especially to hydrodynamic conditions of transport and deposition. I observe total lack of European examples, which often seems to be distinctly different from those from North America.

2. Proximal channel and traction current deposits are well documented and explained. Good and detailed examples from distal zones are still lacking. Especially all of small scale cross bedding types and some complex laminations need much more attention. Physical models of their formation seem to be needed as well as reconstructions of typical facies associations.

3. Last years brought many materials paid to diamicts. The most necessary now is a somewhat detailed lithofacies characteristics of all lacustrine diamicts types that will allow to find clear diagnostic criterions of dominant depositional processes. Available data are usually not enough for the most of non-sedimentologists that should elaborate detailed paleogeographical interpretations in their projects.

4. One of most important and discussional problem is the role of turbidity currents in glacialacustrine deposition. Not all of varves can be explained by turbidites theory. Real extent of this theory should be again analysed. Although theory is really universal, application of it to all of lacustrine deposits seems to be as wrong as total forgetting it.

5. Much more intensive studies should be carried out on deposits of local, episodal redeposition and to lake margin sediments. They are poorly known now from lithofacial and from physical theoretical point of view. Paralacustrine deposits never were the subject of detailed sedimentological studies. Basic data are lacking for them.

Acknowledgements

I would like to thank for help during studies as well as during preparation of this work. Many friends and colleagues discussed several aspects of lacustrine deposition with me. Special thanks are addressed to Tom Van Loon (Oosterbeek), Lynn Eyles, Nick Eyles and Andrew Miall (Toronto). Part of the work has been realised due to financial support from Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada for B.C. project. I had pleasure to take part in Nick Eyles expedition to Fraser Plateau in 1987. Studies in Kleszczów Zone have been financial-

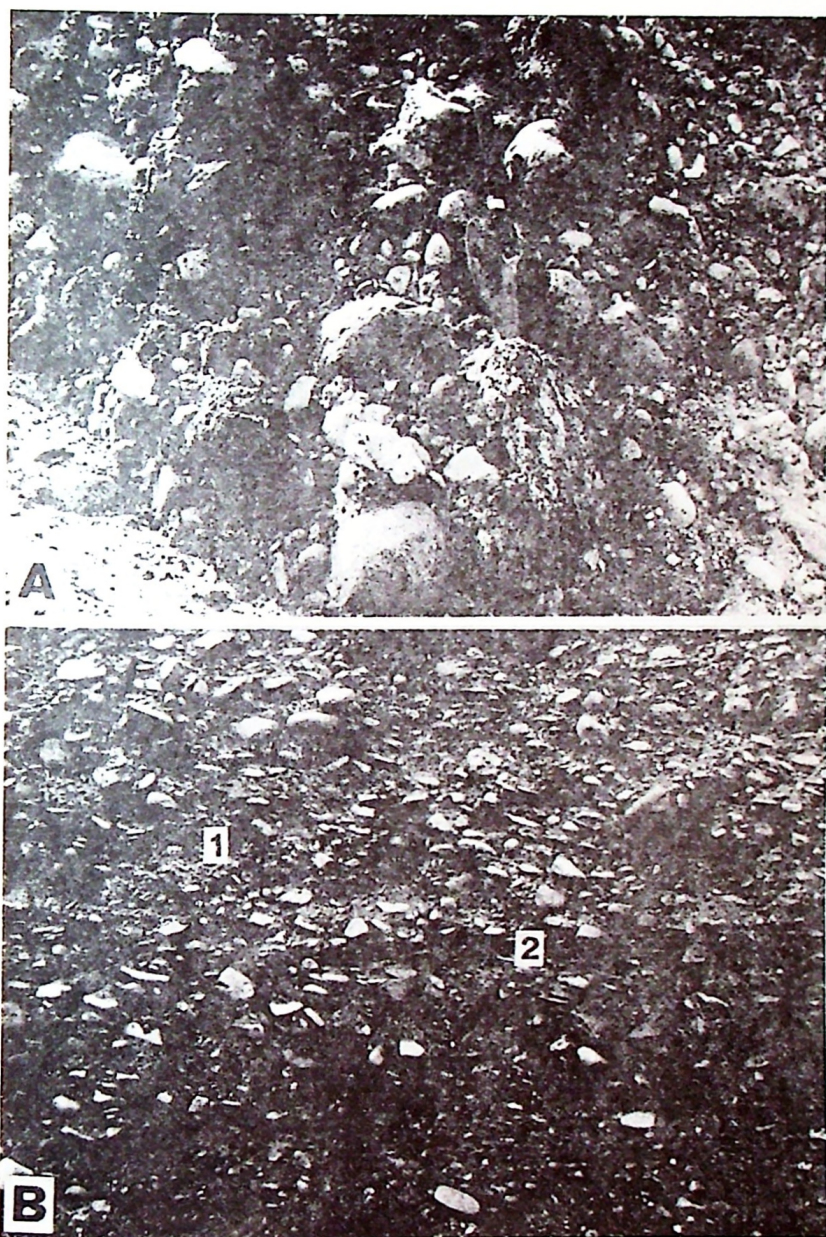
ly supported by Bełchatów Open Cast Mine via Department of Applied Geology (Wrocław University). Doc. Dr Ludwik Kasza helped me a lot in this respect. I also would like to thank to Tomek Zieliński (Silesian University) for many constructive discussions in the field, especially during last years before final submitting of this part of monograph.

The idea of this work appeared due to Prof. Halina Klatkova inspiration (Łódź University). For all discussion of manuscript as well as very useful comments I would like to thank her very much.

Editorial remark

This part of monograph had been submitted and accepted in June of 1989. During next four years it waited for editorial financial support without any practical results. Because of many new observations and studies had been realised during 1989–1992 as well as lot of new literature appeared, not all parts are fully up to date in this primary concept. Nevertheless I decided to publish this version with partial updating of references list only. Such decision was caused by lack of principles of glacialacustrine sedimentology in Polish literature and because the next volume, that is in preparation, still gives me possibility to add the most important news.





fol. K. Brodzikowski, 1986

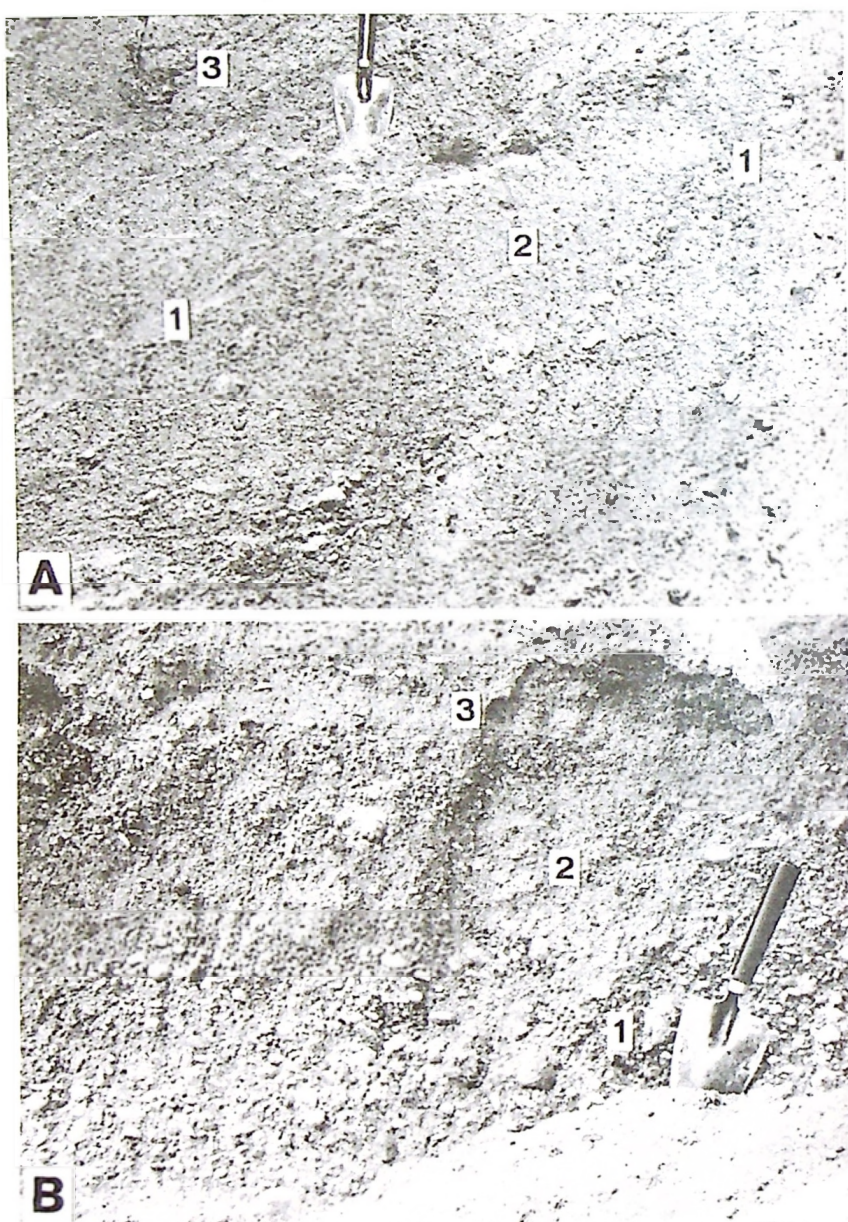
Fot. 1. Świdnica 1. Dolny Śląsk. Osady subakwalne wrót lodowcowych. Facje proksymalne. Masywne osady litofacji GBm (A), przechodzące w masywne żwiry Gm z imbrykacją (B). Porównaj lokalizację na rys. 12.

1 – masywne warstwy z imbrykacją; 2 – płaszczyste osady diamiktyczne DS_m deponowane w okresach spadku energii przepływu.

Lower Silesia. Subaquatic tunnel-mouth deposits. Proximal facies. Massive GBm lithofacies (A) passing upward into massive Gm imbricated gravels (B).

Compare location at fig. 12.

1 – massive imbricated beds; 2 – sandy diamicts DS_m: decreasing flow energy depositional equivalent.



fol. K. Brodzikowski, 1986

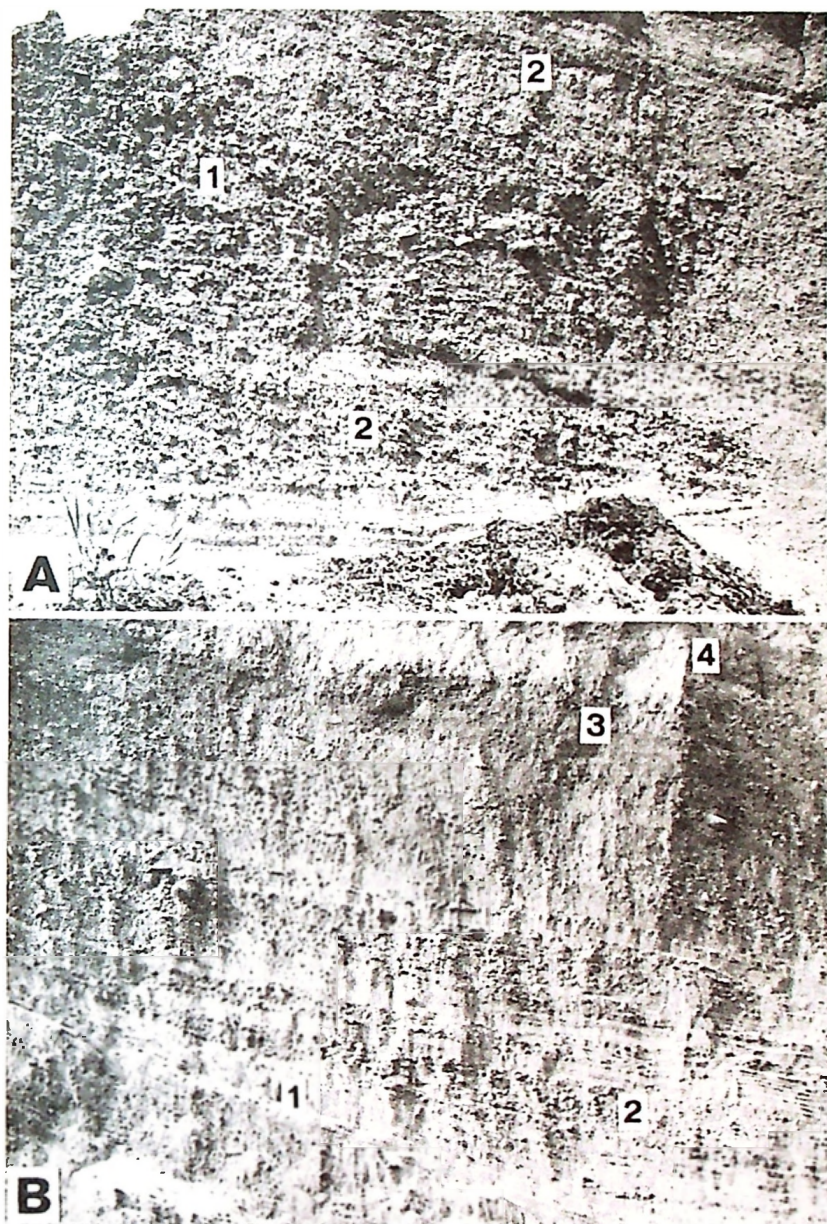
Fot. 2. Świdnica 1. Dolny Śląsk. Zewnętrzna część proksymalnych osadów odsypów paraezowych. Osady subakwalne wrót lodowcowych.

A - piaszczysto-żwirowe litofacie SGm budujące stromo pochylone cykliczne warstwy; 1 - bruk w spagu cykli; 2 - masywna struktura wnętrza cykli; 3 - przejście do zestawów mikrodeltaicznych. B - masywne litofacie GSm (2) z brukiem w spagu (1) przechodzące ku górze w masywne płaski Sm (3). Typowy cykl depozycyjny o drobniejącym ku górze ziarnie.

Lower Silesia. External depositional zone of proximal paraesker bar.

Subaquatic tunnel mouth deposits.

A - SGm lithofacies building inclined cycles: 1 - pavement in the base of cycles; 2 - massive intrnal part of the cycles; 3 - transition into microdeltaic stratification. B - massive GSm lithofacies 2 with pavement in the base 1 passing into massive sands Sm 3. Typical fining upward cycle.



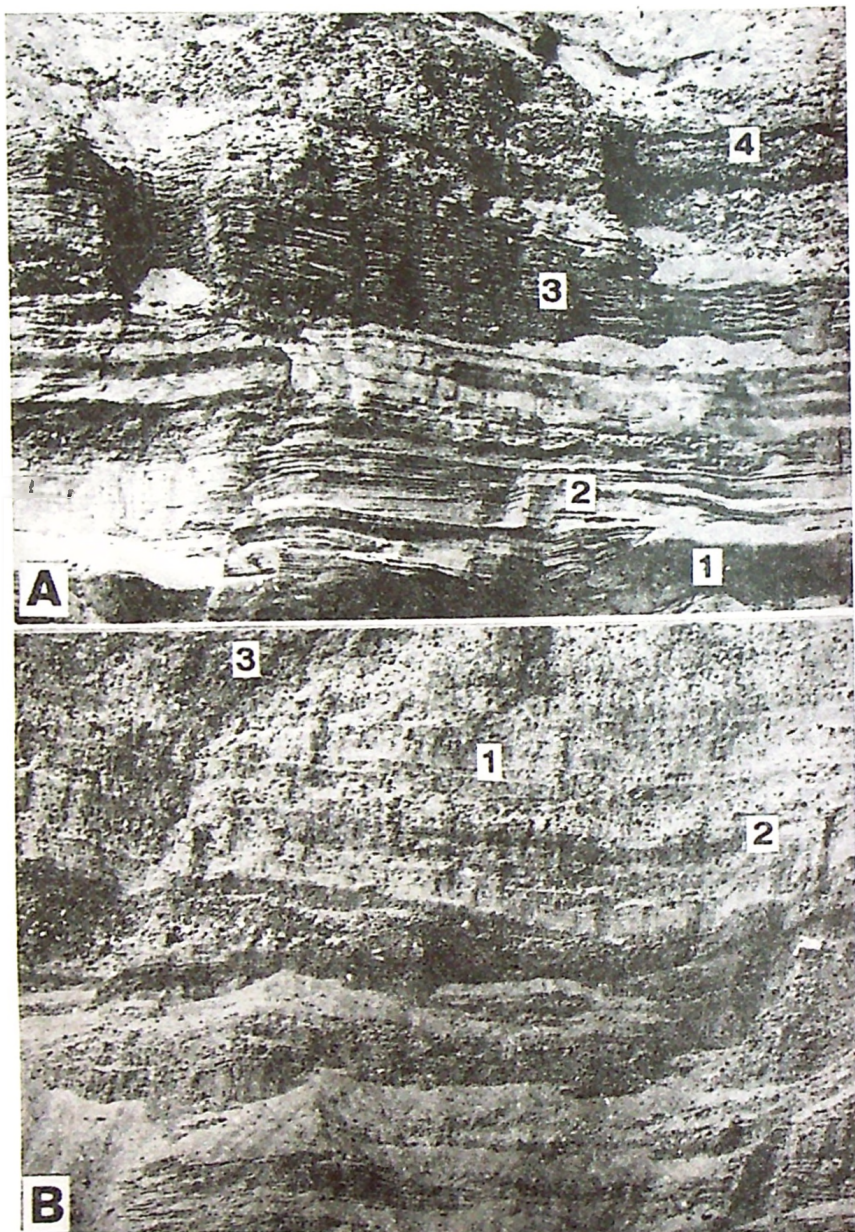
fol. K. Brodzikowski, 1986

Fot. 3. Świdnica 1. Dolny Śląsk. Środkowa część odsypów paraezowych (trzeci kompleks litofacyjny). Spadek energii przepływu.

A – tabularne zestawy mikrodeltowe: w spagu zimbrykowane GSp (2) z wkładkami żwirów masywnych w części środkowej (1); **B** – wielozestawy warstwowań nachylnych, zbudowanych z litofacji Si oraz SGi: 1 – piaski; 2 – wkładki żwirowe; 3 – diamiktyty piaszczyste, 4 – przejście do czwartego kompleksu litofacyjnego.

**Lower Silesia. The middle of paraesker bar (third lithofacies complex).
Decrease of flow energy.**

A – microdeltaic tabular coesets: GSp imbricated in the base (2) with massive gravel intercalations in the middle (1). **B** – inclined Si and SGi stratification: 1 – sands; 2 – gravelly intercalations; 3 – sandy diamictites; 4 – transition into fourth lithofacies complex.



fol. K. Brodzikowski, 1986

Fot. 4. Świdnica 2. Dolny Śląsk. Dystalna część odsypów paraozowych (czwarty kompleks litofacjalny). Przejście do subakwalnych osadów korytowych dna zbiornika.

A - dystalna część odsypów: 1 - masywne muły; 2 - poziomo warstwowane płaski Sh; 3 - agradacyjne riplemarki wstępujące; 4 - osady korytowe w rozcięciach; B - budowa wypełnień koryt: 1 - korytowe osady płaszczysto-żwirowe; 2 - domieszki zawiesin; 3 - osady diamiktyczne subakwalnych spływów.

Lower Silesia. Distal paraesker bar (fourth lithofacies complex). Transition into subaquatic channel deposits in the lake floor.

A - distal bar: 1 - massive mud; 2 - horizontally stratified sand Sh; 3 - climbing ripples; 4 - channel-fill deposits; B - structure of the channel-fills: 1 - S and G channel diamicts of suspension fall-out; 3 - diamicts of subaquatic flow-deposits.



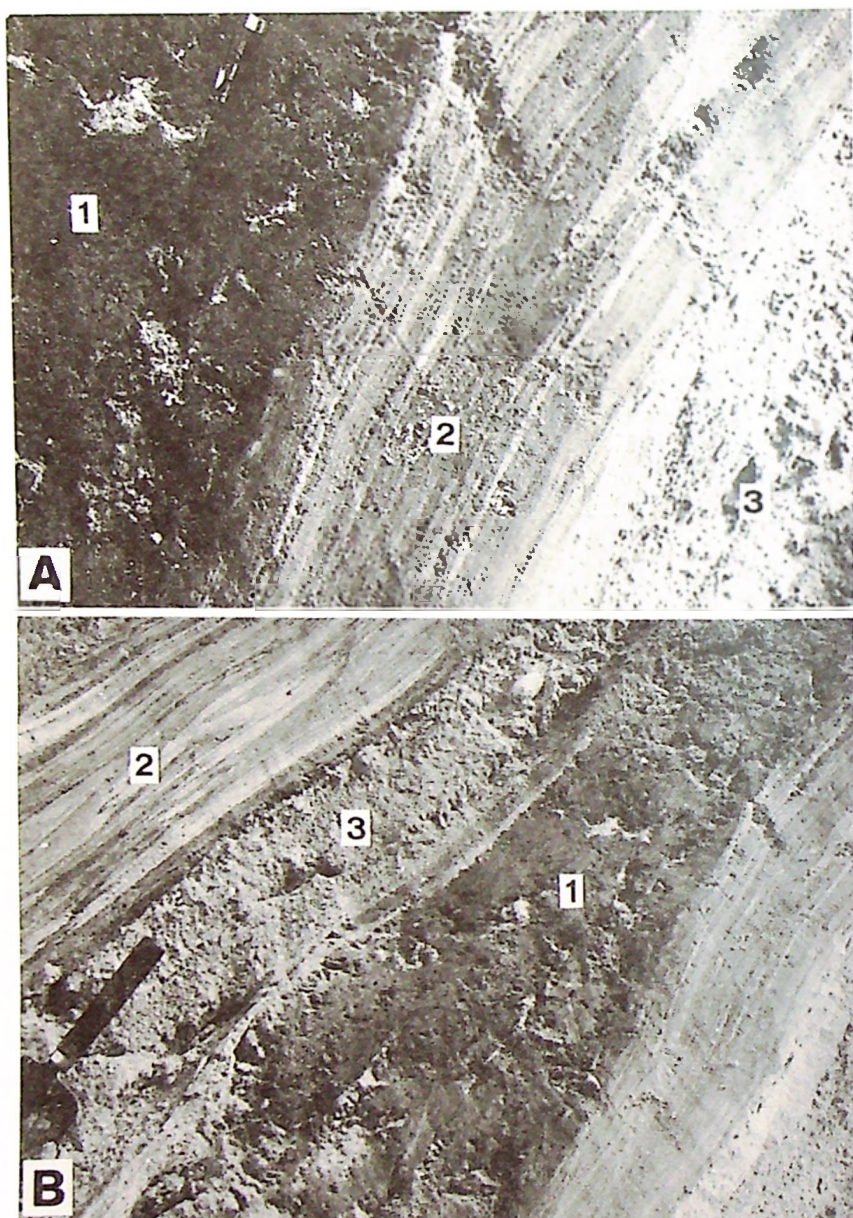
fol. K. Brodzikowski, 1984

Fot. 5. Łęka i ńsko 6. Rów Kleszczowa. Terminoglacjalne, subakwalne osady spływowe wieku odrzańskiego.

1 - osady piaszczyste środkowego członu delty; 2 - osady spływowe. Zauważ laminację deformacyjną powstałą w czasie ruchu masy. Strzałką oznaczono spąg odrębnej jednostki spływowej.

Kleszczów Graben. terminoglacjal, subaqueous mass-flow deposits of Odranian age.

- sandy glaci-deltaic foresets; 2 - mass-flow deposits. Note deformational lamination formed during mass-transport. The base of single flow unit is indicated by an arrow.



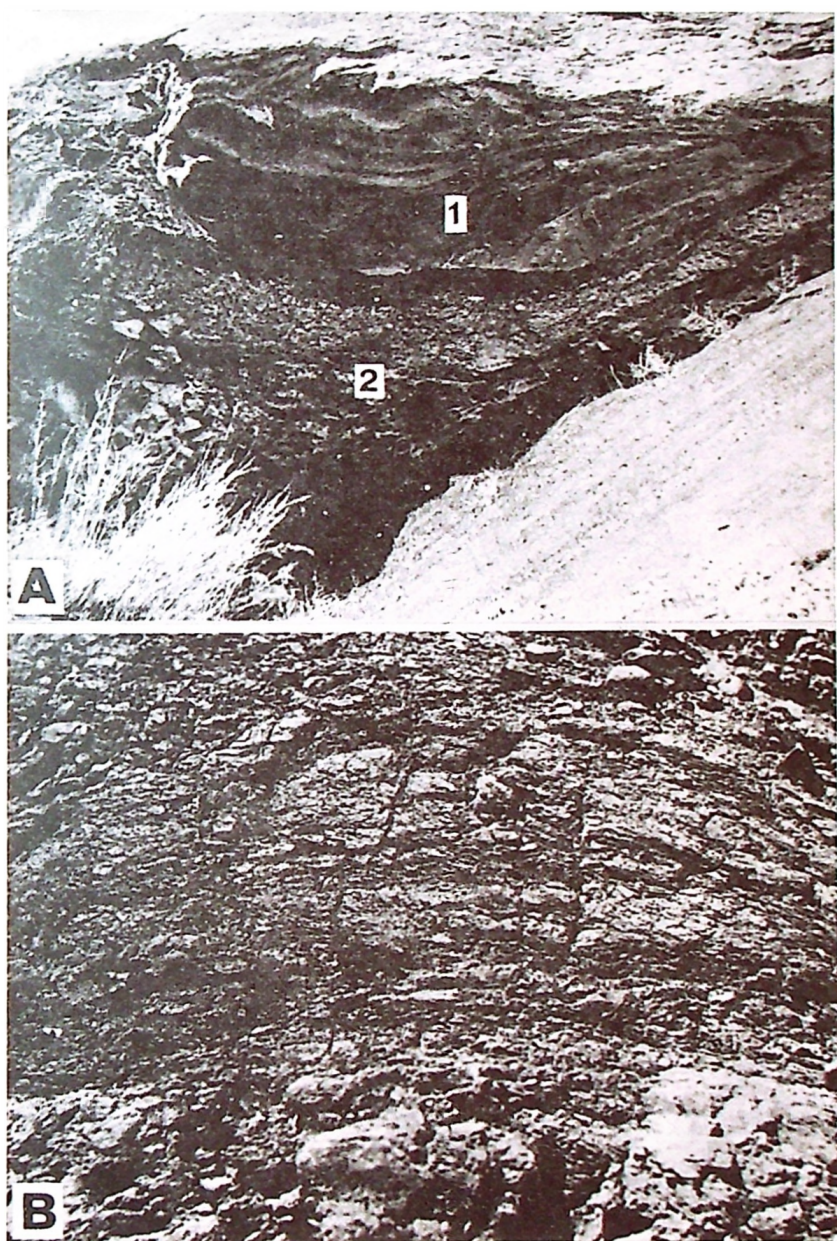
fot. K. Brodzikowski, 1984

Fot. 6. Chojny 7. Rów Kleszczowa. Terminoglacjalne subakwalne osady spływowe wieku odrzańskiego, powstałe z redepozycji supraglacialnych osadów glacialimnicznych i wytopiskowych (A-B).

1 – masywne diamiktyty spływowe; 2 – redeponowane osady glacialimniczne z laminacją deformacyjną;
3 – masywne piaski drobnoziarniste powstałe w procesie spływu kolizyjnego.

Kleszczów Graben. Terminoglacjal subaqueous mass-flow deposits of Odranian age, formed by redeposition of supraglacial glacialacustrine and melting ice deposits (A-B).

1 – massive flow diamicts; 2 – redeposited glacialacustrine sediments with deformational lamination;
3 – massive, fine grained sands formed as the collision flow.



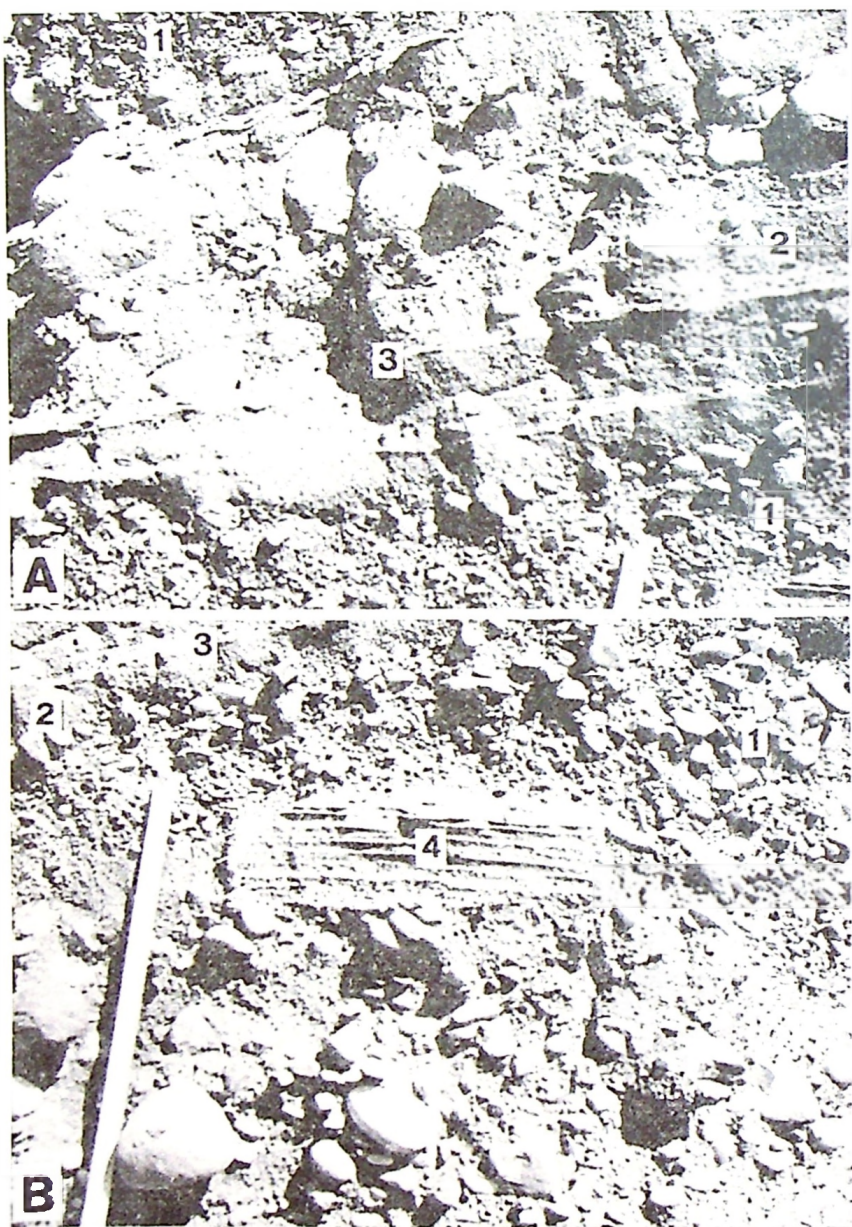
fol. K. Brodzikowski, 1987

**Fot. 7. Chilcotton Canyon, Kanada. Terminoglacjalne subakwalne osady
spływowe tworzące miększe sekwencje
w proksymalnej części zbiornika glacialimnicznego.**

A – soczewkowaty kształt pojedynczej jednostki spływowej w przekroju poprzecznym: 1 – laminowany osad
diamiktyczny wypełniający rynnę; 2 – osad podścielający, który uległ deformacji obciążeniowej na skutek
depozycji następnego ogniw spływowych. **B** – szczegóły struktury diamiktycznego łobu spływowego.

**Canada. Thick sequences of terminoglacjal subaqueous mass-flow deposits in
proximal lake zone.**

A – lense-shaped single flow-unit geometry in transverse section: 1 – laminated, diamictic channel fill;
2 – deformed deposits in substratum because of load of the next flow unit accumulation. **B** – details of the
structure of diamictic flow lobe.



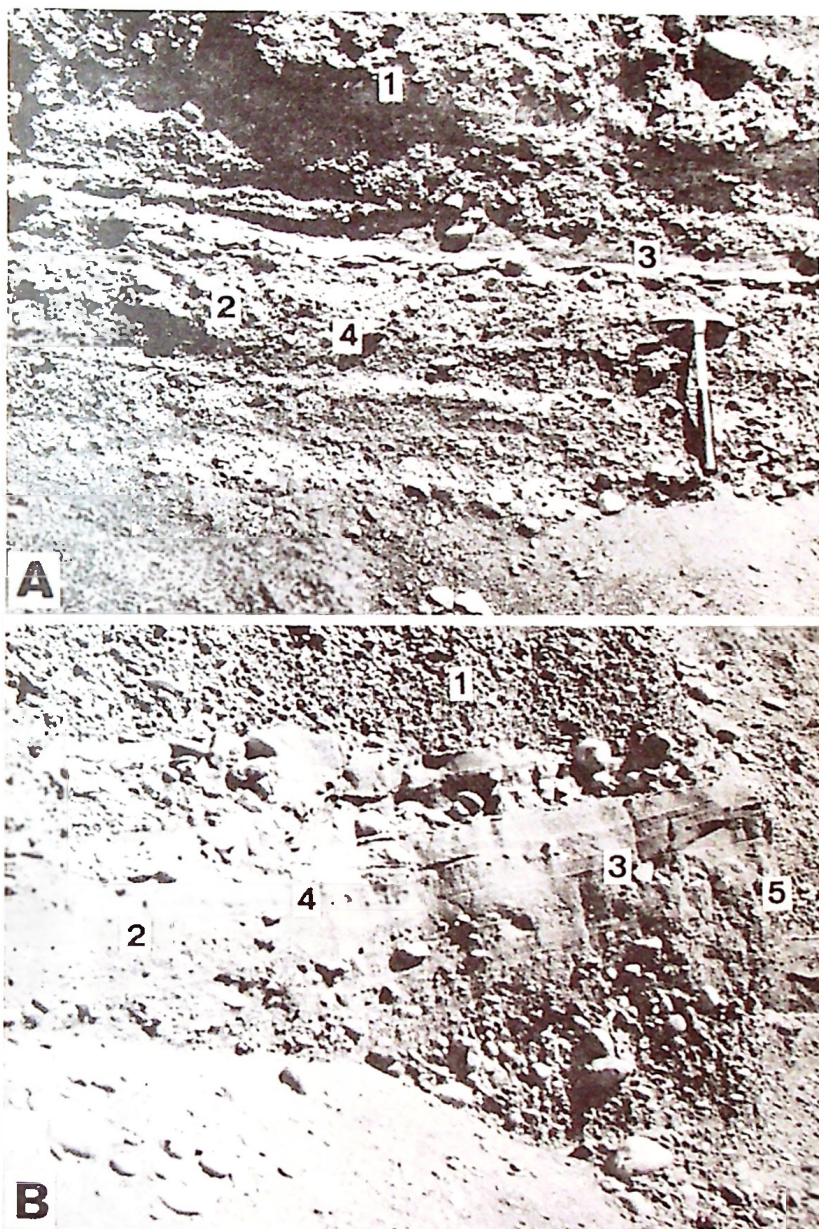
fol. K. Brodzikowski, 1987

Fot. 8. Lillooet I. Kanada. Proksymalna część subakwalnego stożka, zbudowana z pakietów subakwalnych osadów korytowych oraz terminoglacjalnych diamiktytów spływowych. Szczegóły budowy (A-B).

1 - spąg gruboklastycznych, terminoglacjalnych facji diamiktycznych, dominacja żwirów; 2 - typowe wypełnienie koryt osadami piaszczystymi powstałymi jako spływy kohezyjne; 3 - laminy depozycji z zawieszin; 4 - porwak osadu piaszczystego przetransportowany przez spływ.

Canada. Proximal subaqueous fan built of subaqueous channel deposits and terminoglacial flow diamicts. Details of the structure (A-B).

1 - the base of coarse-clastic terminoglacial diamictic facies predominance of gravel lithology;
2 - typical sandy channel-fills formed as cohesive flows; 3 - laminae of suspension fall-out;
4 - sandy rafts transported by mass flowage.



fol. K. Brodziński, 1987

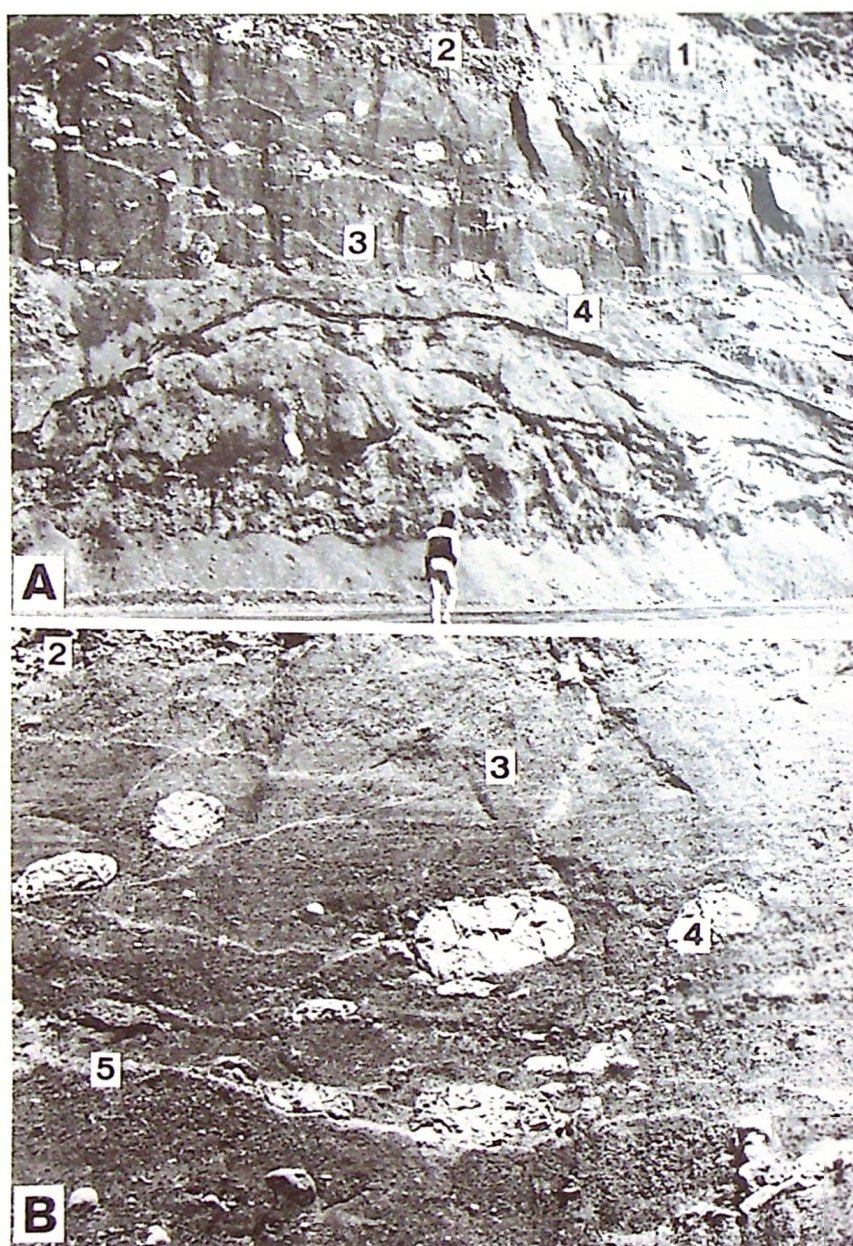
Fot. 9. Lillooet I. Kanada. Proksymalna część subakwalnego stożka.

Sekwencje subakwalnych osadów korytowych
oraz terminoglacjalnych diamiktytów spływowych.

A – przykładowa sekwencja wypełnienia koryta: 1 – osad terminoglacjalnego, subakwalnego spływu mas zbudowany z masywnych diamiktytów; 2 – pojedyncze ogniwa wypełnienia koryta z wyraźną imbrykacją zwłtrów; 3 – piaszczysty osad zanikającego przepływu w stropie pojedynczego cyklu, faza górnego płaskiego dna; 4 – gruboklastyczna podstawa cyklu. B – szczegóły sekwencji w strefie krawędzi koryta: 1 – gruboklastyczny spływ ziarnowy; 2 – osady prądów trakcyjnych z okresu zaniku przepływu; 3 – laminy depozycji zawiesinowej; 4 – struktury obciążeniowe; 5 – boczna, erozyjna krawędź koryta wyciętego w kolejnym cyklu.

Canada. Proximal subaqueous fan. The sequence of subaqueous deposits and terminoglacjal flow diamicts.

A – an example of the channel-fill sequence: 1 – terminoglacjal subaqueous, diamictic mass-flow; 2 – separate channel fill unit gravel imbrication; 3 – sandy waning flow deposit in the top-part of single cycle-upper plane bed; 4 – coarse clastic cycle base. B – details of the sequence near to the channelled margin: 1 – coarse clastic grain flow; 2 – traction current waning flow deposits; 3 – suspension fall-out; 4 – load structures; 5 – erosional channel margin out before the next channel fill.



fot. K. Brodzikowski, 1987

Fot 10. Gang Ranch 1. Kanada. Środkowa część subakwalnego stożka.

Osady korytowe o znacznie lepszym wysortowaniu.

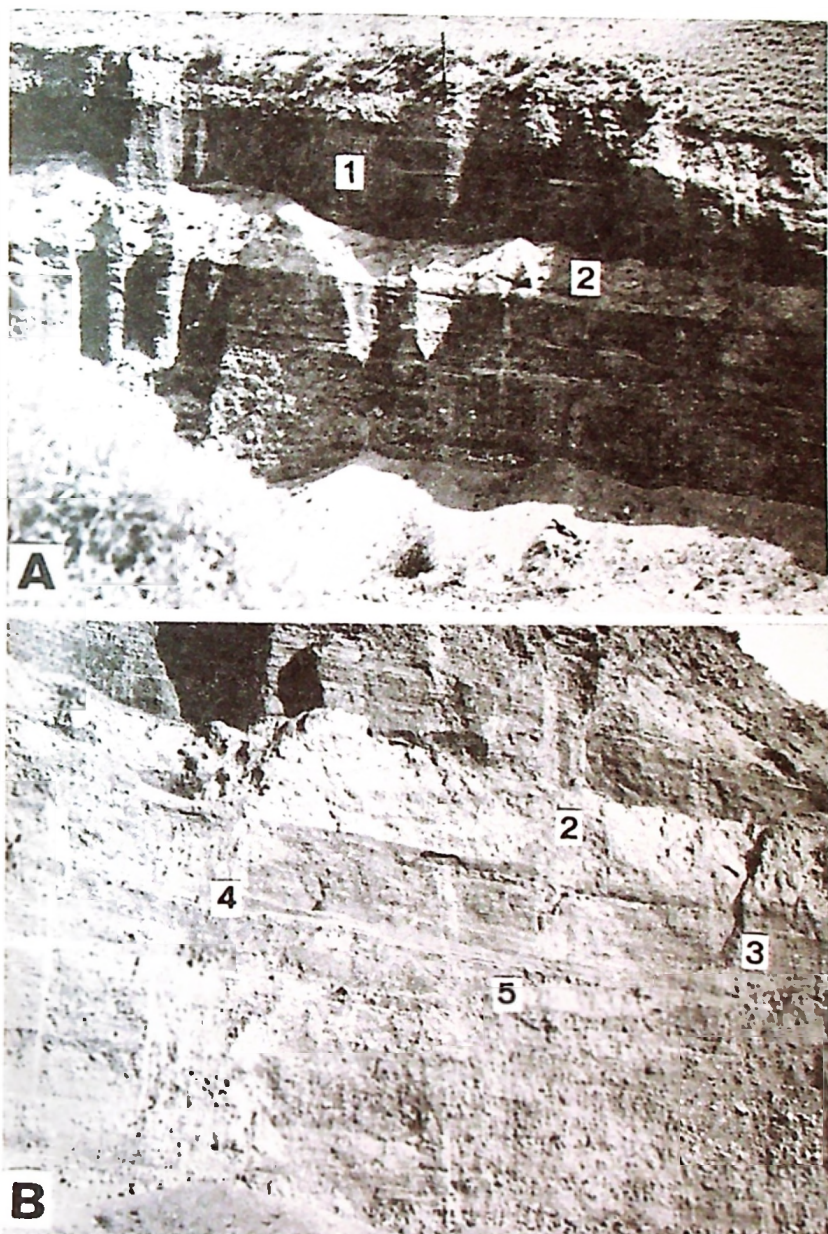
Widok ogólny wypełnienia rozległego koryta (A) oraz szczegóły budowy (B).

1 – osady diamiktyczne spływów subakwalnych; 2 – podstawa żwirowa wypełnienia koryta; 3 – typowe piaszczyste osady korytowe deponowane głównie w fazie górnego płaskiego dna; 4 – toczące osadów parapelagicznych; 5 – laminy zawieszin parapelagicznych.

Canada. Subaqueous mid-fan. Channel deposits with much better sorting.

General view large channel fill (A) and details of the structure (B).

1 – subaqueous, diamictic mass-flow deposits; 2 – gravelly base of the channel fill; 3 – typical sandy channel deposits formed as upper plain bed accumulation mostly; 4 – balls of parapelagic deposits; 5 – parapelagic laminae.



fot. K. Brodzikowski, 1987

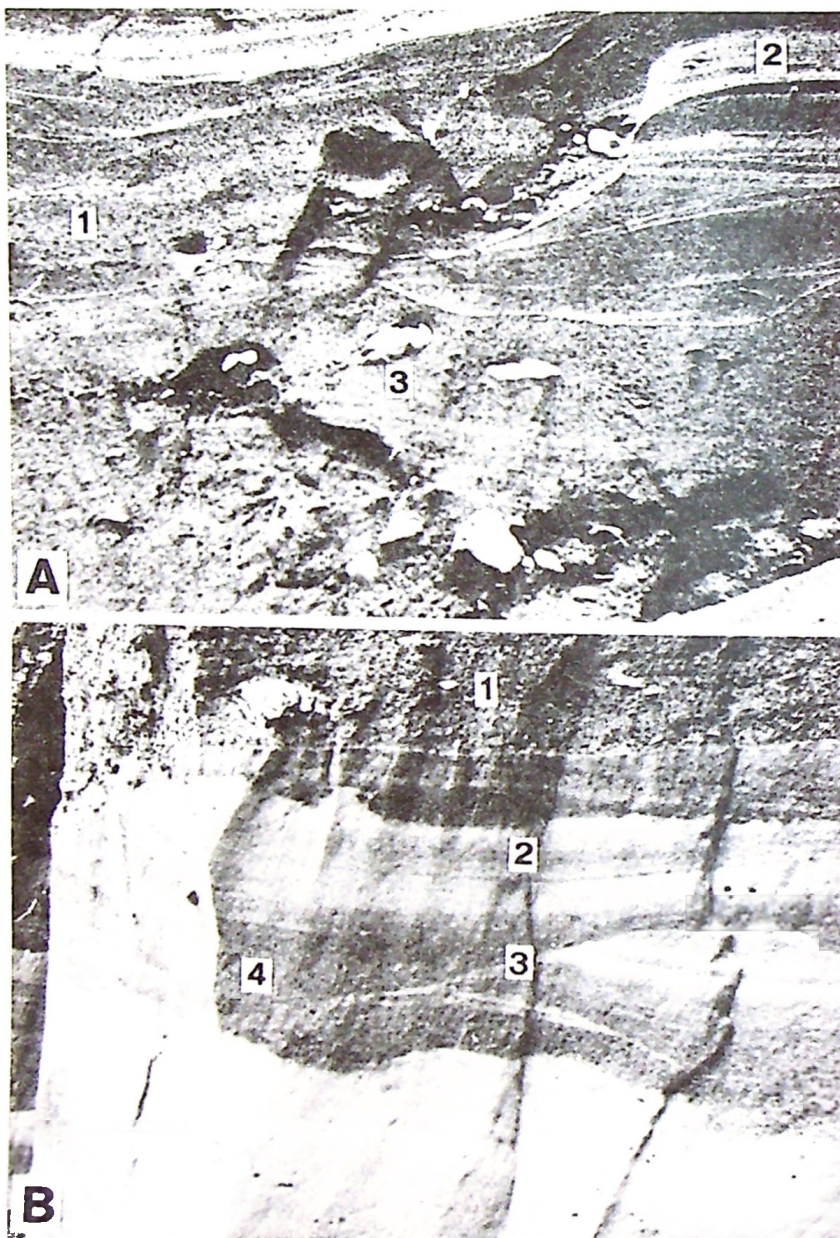
Fot. II. Lillooet 2. Kanada. Nachylone warstwy subakwalnych osadów korytowych w środkowej części stożka, rozdzielane przez wkładki osadów deponowanych z zawiesin parapelagicznych. Widok ogólny odsłonięcia (A) oraz szczegóły budowy (B). Wysokość ściany około 20 m.

1 – sekwencja osadów korytowych; 2 – osad swobodnie opadających zawiesin; 3 – pojedynczy cykl depozycji korytovej; 4 – smugły zawiesin parapelagicznych; 5 – koryta drugorzędne, nacinane w okresach zaniku przepływu.

Canada. Inclined beds of mid-fan subaquatic channel deposits in sequences separated by the sediments of suspension fall-out.

General view of the excavation (A) and details of the structure (B).

1 – the sequence of channel accumulation; 2 – the sediment of suspension fall-out; 3 – single cycle of channel deposition; 4 – smugges of parapelagic deposition; 5 – secondary channel cut-down during waning flow.



fol. K. Brodzikowski, 1987

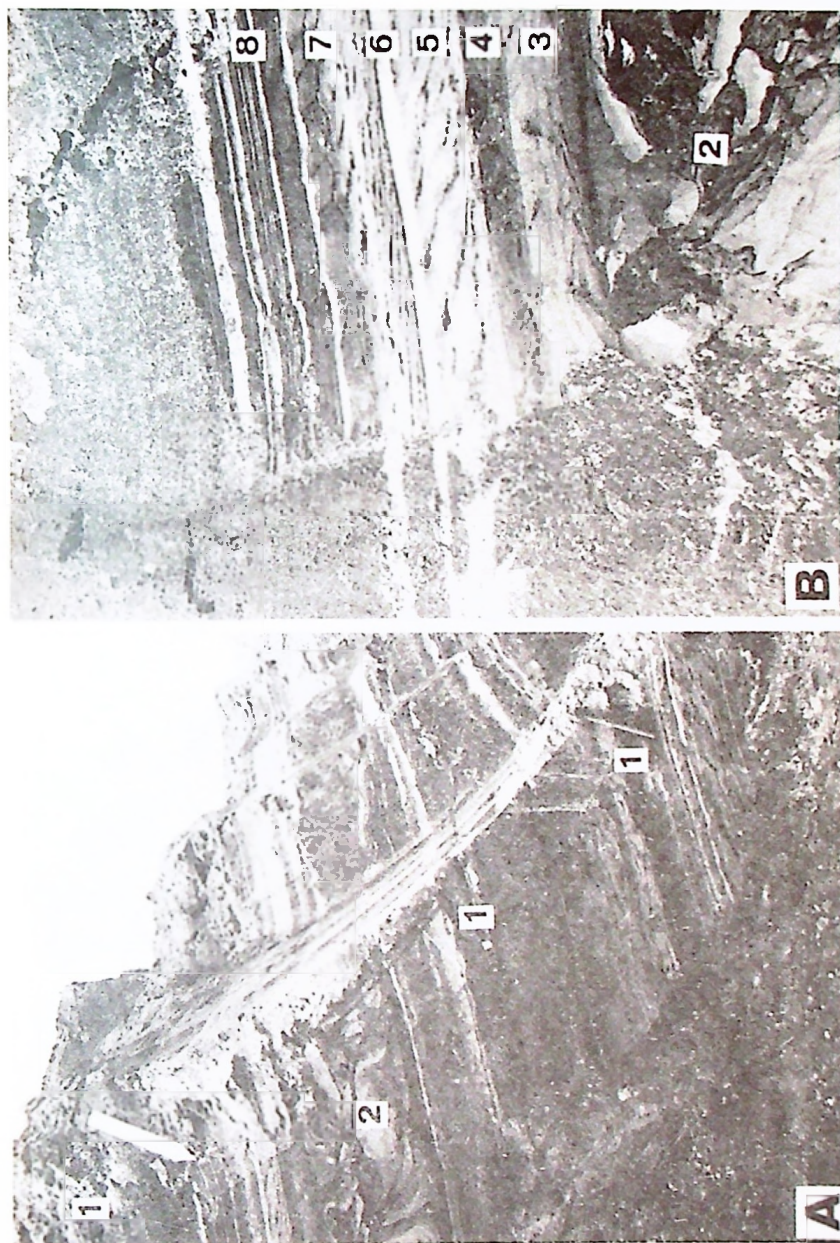
Fot. 12. Fraser-Lillooet Kanada. Osady korytowe dolnej części stożka subakwalnego. Zauważ przewagę frakcji drobnoziarnistych i duży udział zawieszinowej depozycji parapelagicznej

Strefa bliższa źródłu zasilania (A) oraz strefa najbardziej dystalna (B).

- 1 – podstawa wypełnień korytowych, czasami diamictyczna; 2 – osad opadających swobodnie zawieszin;
3 – sporadyczne większe ziarna transportowane *en mass* w okresie początku depozycji wyznaczające spąg wypełnień; 4 – wypełnienie małego koryta w drobniejącym ku górze ziarnie.

Canada. Lower-fan subaquatic channel deposits. Note the predominance of fine grained fractions and increasing part of parapelagic deposits. The zone closer to the input (A) and the most distal zone (B)

- 1 – sometimes diamicitic basis of channel fills; 2 – suspension fall-out deposits; 3 – sporadic coarser grains transported *en mass* during early stage of channel deposition – showing the basal parts of channel fills;
4 – fining upward small channel fill.



[ot. K. Brodzikowski, 1980

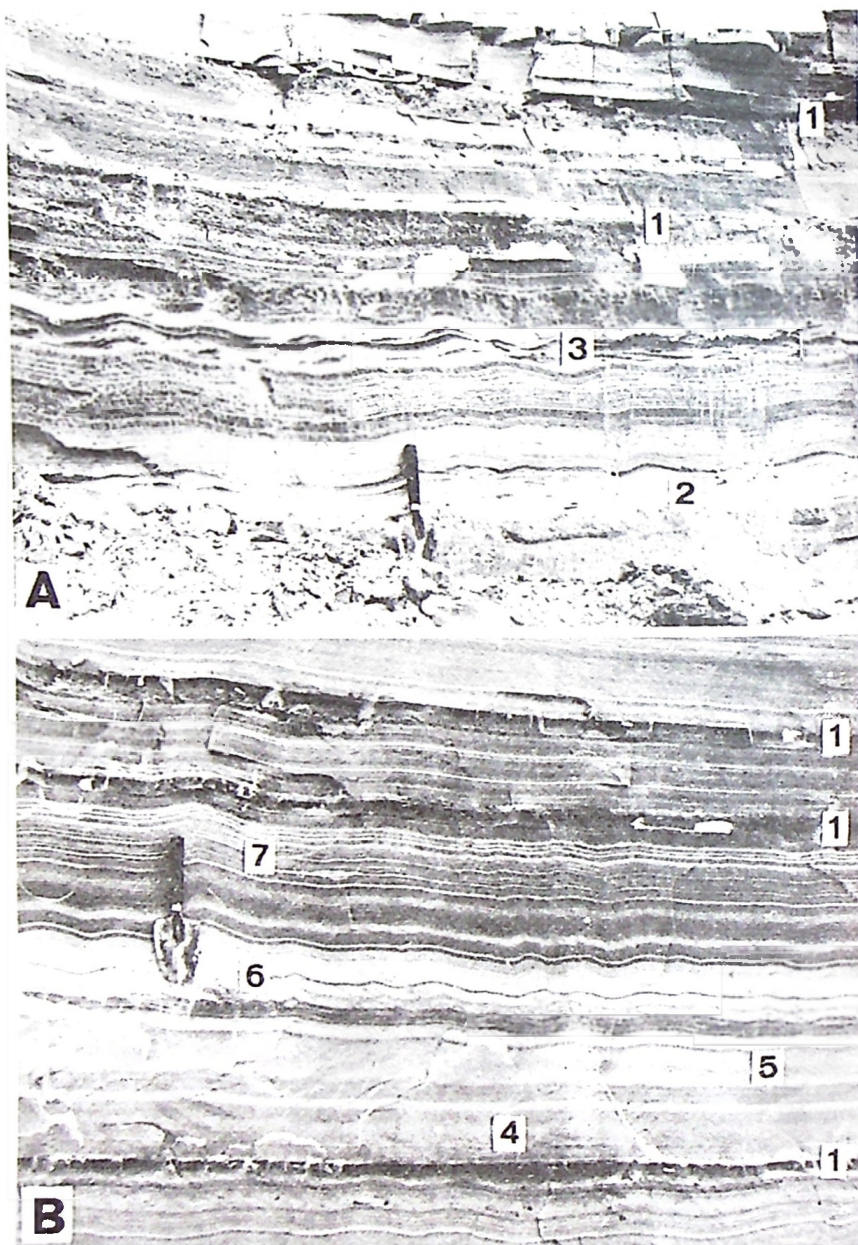
Fot. 13. Piaski 10. Rów Kleszczowa. Sekwencja prodeltoowego stożka z proglacialnego jeziora. Miąższość cykli depozycyjnych około 1 – 1,5 m. Widok ogólny odsłonięcia (A).

Strzałka wskazuje strefę zilustrowaną na fotografii B – szczegóły sekwencji.

- 1 – laminy ilaste wieńczące cykle depozycji prodeltowej; 2 – poziomy deformacyjny; 3 – horyzont riplemarków wstecznych; 4 – osad spływu kohezyjnego; 5 – riplemarki wstępujące; 6 – spływ kolizyjny powstały w fazie górnego płaskiego dna jako efekt prądu trakcyjnego; 7 – osad zanikającego przepływu o drobniejącym ku górze ziarnie; 8 – osady stropu stożków prodeltowych.

Kleszczów Graben. Prodeltaic fan sequence from proglacial lake. The thickness of cycles is of about 1 – 1,5 m. General view the outcrop (A) where an arrow indicate zones shown at photo B – details of the sequence.

- 1 – clay laminae an prodeltaic cycle top; 2 – deformation horizon; 3 – back-flow ripples; 4 – cohesive flow deposits; 5 – climbing-ripple cross lamination; 6 – collision flow formed by traction current during upper plane bed phase; 7 – waning flow deposits; 8 – sediments of the top of proglacial fan.



fol. K. Brodzikowski 1984

Fot. 14 Łęka 7. Rów Kleszczowa. Dystalne osady prodeltowe. Widoczne czołowe fragmenty stożków prodeltowych oraz piaszczyste osady prądów trakcyjnych poza strefą stożków. Widok ogólny ściany (A) oraz szczegóły budowy (B).
 1 – laminy ilaste w stropie cykli; 2, 3 – rzeźbienie czołowych partii stożków prodeltowych; 4 – muły zawieszin pelagicznych; 5 – piaszki spływu ziarnowego; 6 – laminacja falista trakcyjna; 7 – muły parapelagiczne z laminami prądów trakcyjnych poza strefą stożków.

Kleszczów Graben. Distal prodeltaic deposits. Heads of prodeltaic fans and lake bottom sandy traction current deposits are visible. General view of excavation (A) and details of the structure (B).

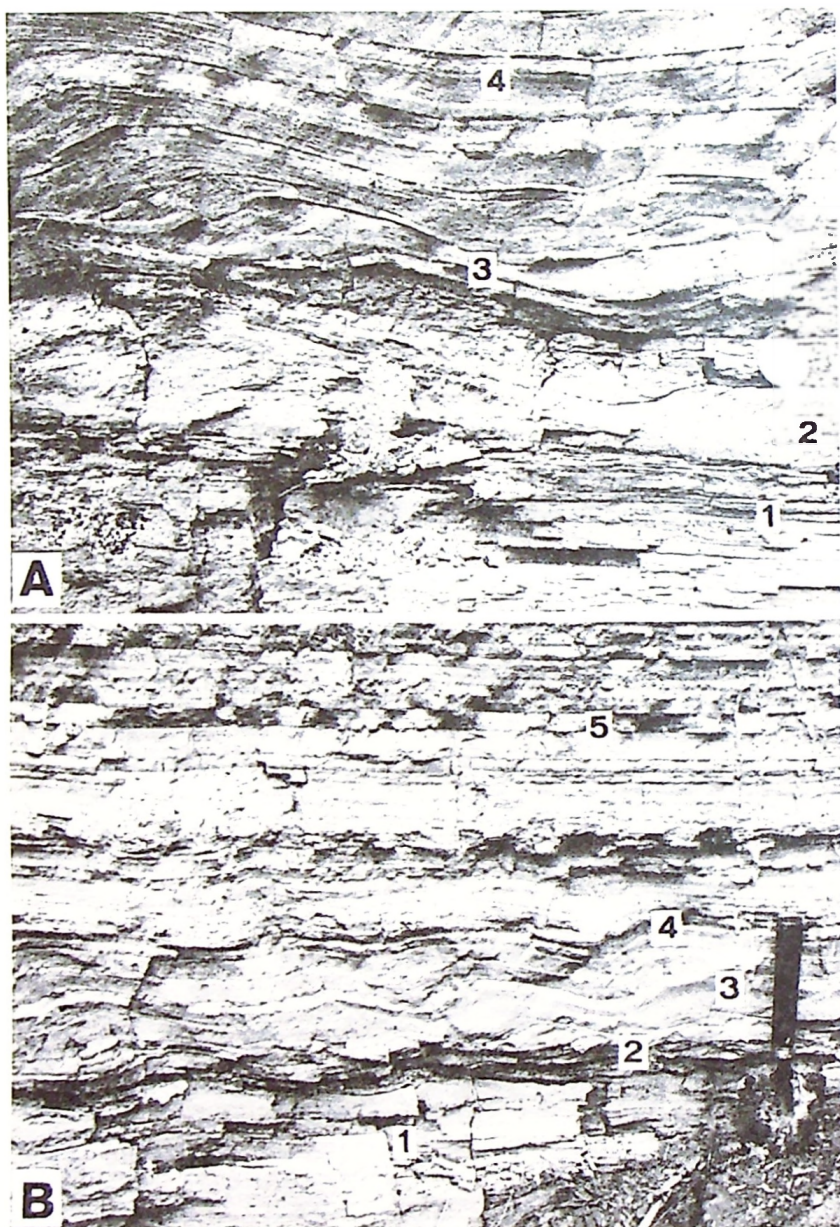
1 – clayey laminae on the cycle top; 2, 3 – ripples of the head of prodeltaic fan; 4 – parapelagic mud; 5 – sandy grain flow deposits; 6 – traction wave-lamination; 7 – parapelagic mud intercalated by traction current sands at lake bottom.



fol. K. Brodzikowski. 1980

Fot. 15. P i a s k i 6. Rów Kleszczowa. Strefa prodeltowa. Piaszczyste osady prądów trakcyjnych w formie lamin, izolowanych riplemarków (1) lub warstw (2).
Widok ogólny odsłonięcia (A) oraz szczegóły budowy (B).

Kleszczów Graben. Prodeltaic zone. Sandy traction current deposits as laminae, isolated current ripples (1) and rippled bed (2).
General view of excavation (A) and details of the structure (B).



fol. K. Brodzikowski, 1984

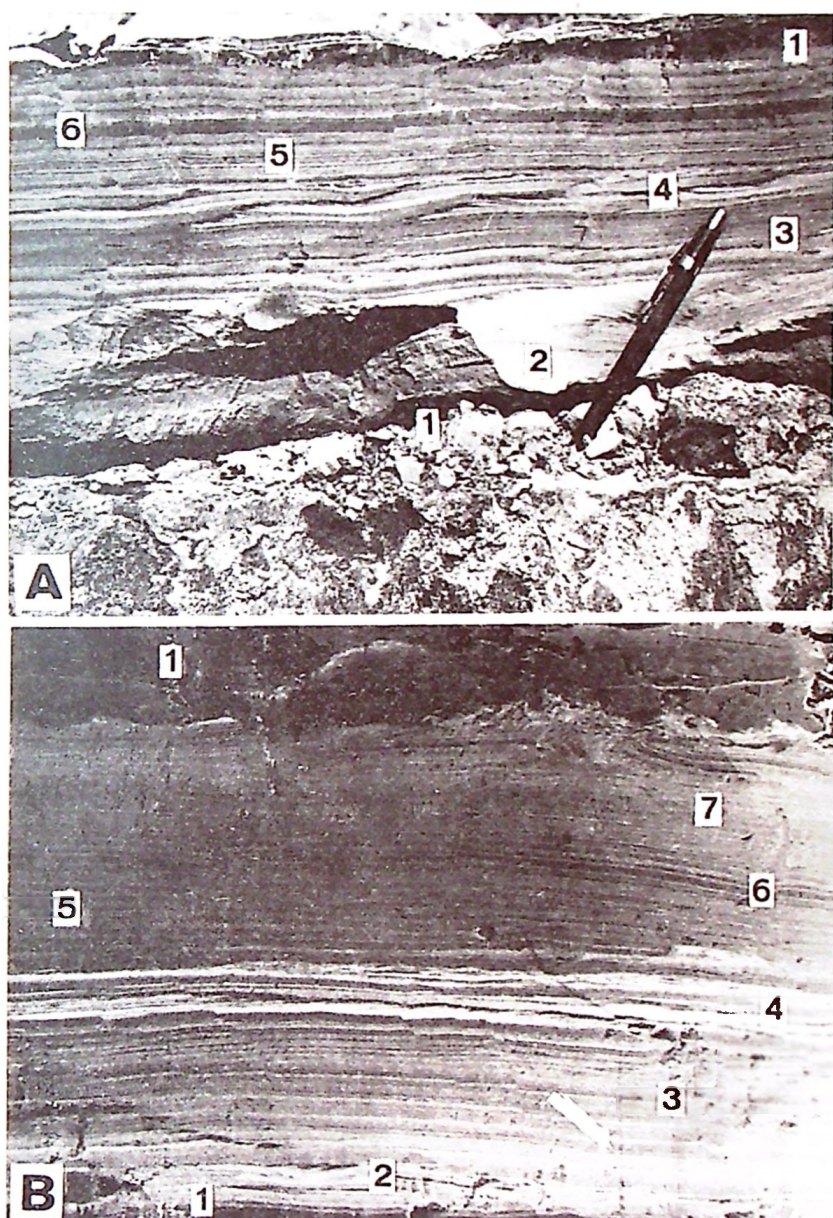
Fot. 16. Potwórów I. Przedgórze Sudetów. Osady glacialimniczne małych zbiorników. Zauważ riplemarki trakcyjne w podstawie sekwencji (A i B).

1 – mułowo-piszczysta podstawa sekwencji; 2 – riplemarki wstępujące typu A;
3 – riplemarki wstępujące typu B; 4 – laminacja falista; 5 – laminacja pozioma.

Sudetes Foreland. Glacialacustrine deposits in small basins.

Note traction ripples in the base of sequence (A,B).

1 – sandy-silty base of the sequence; 2 – climbing ripples of A type; 3 – climbing ripples of B type;
4 – wavy lamination; 5 – horizontal lamination.



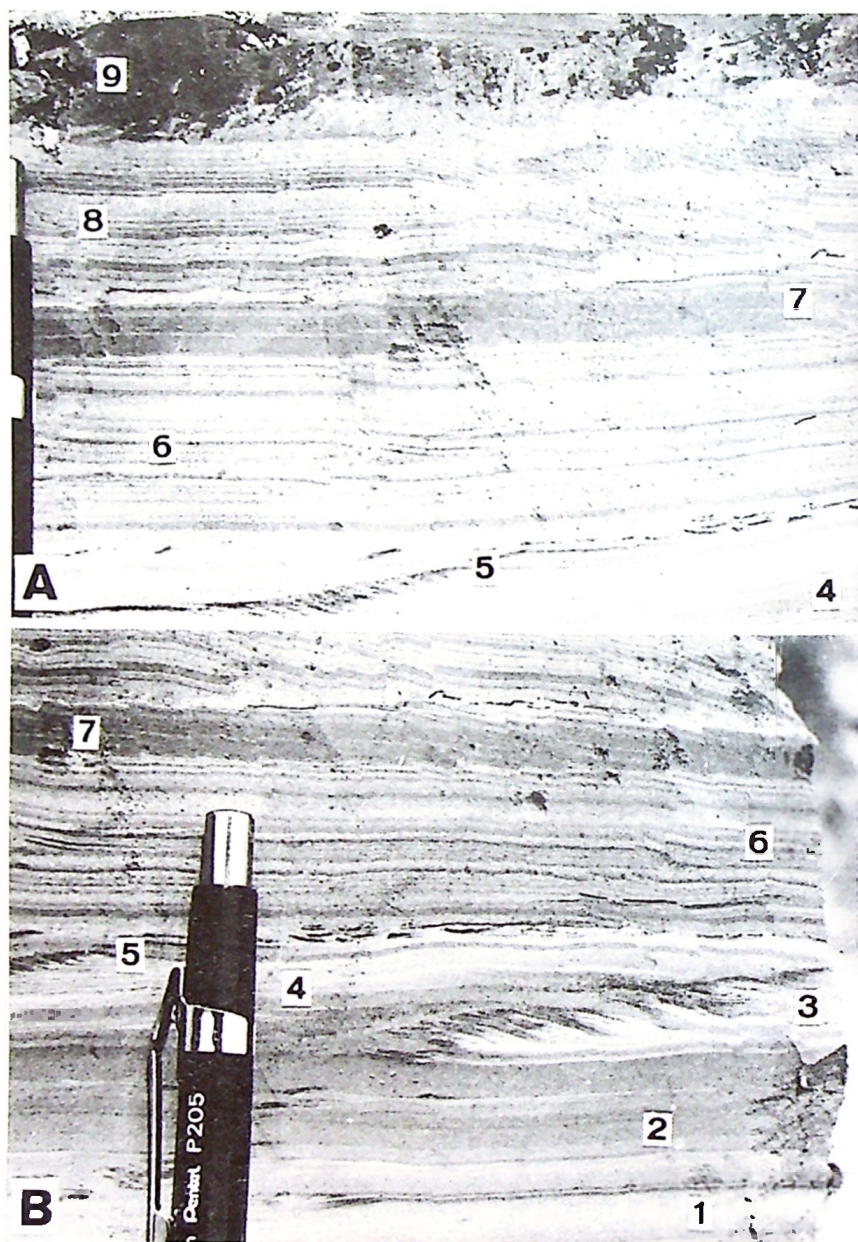
Fot. K. Brodzikowski, 1980 (A); A. Hałaszczyk, 1980 (B)

Fot. 17. Chojny 1. Rów Kleszczowa. Osady prądów trakcyjnych w centralnych częściach rozległych basenów glacialacustrine (A,B).

1 – zimowa warstwa ilowa; 2 – riplemarki prądowe w podstawie cykli; 3 – laminacja trakcyjna – górne płaskie dno; 4 – prądowa laminacja trakcyjna – dolne płaskie dno; 5 – depozycja parapelagiczna lekko zmodyfikowana prądowo; 6 – spokojna depozycja parapelagiczna; 7 – depozycja trakcyjna górnego ustroju przepływu. Strzałką zaznaczono płaskorównoległe zestawy mikroskalowych, przekątnych warstwowan tabularnych.

Kleszczów Graben. Traction current deposits in central parts of large glacialacustrine basin (A,B).

1 – winter clay layer; 2 – current ripples in the base of sequence; 3 – traction lamination – upper plane bed; 4 – traction lamination – lower plane bed; 5 – parapelagic deposition, slightly modified by the current; 6 – parapelagic deposition; 7 – traction deposition in upper flow regime. An arrow indicates microscale tabular cross set.



fol. K. Brodzikowski, 1980

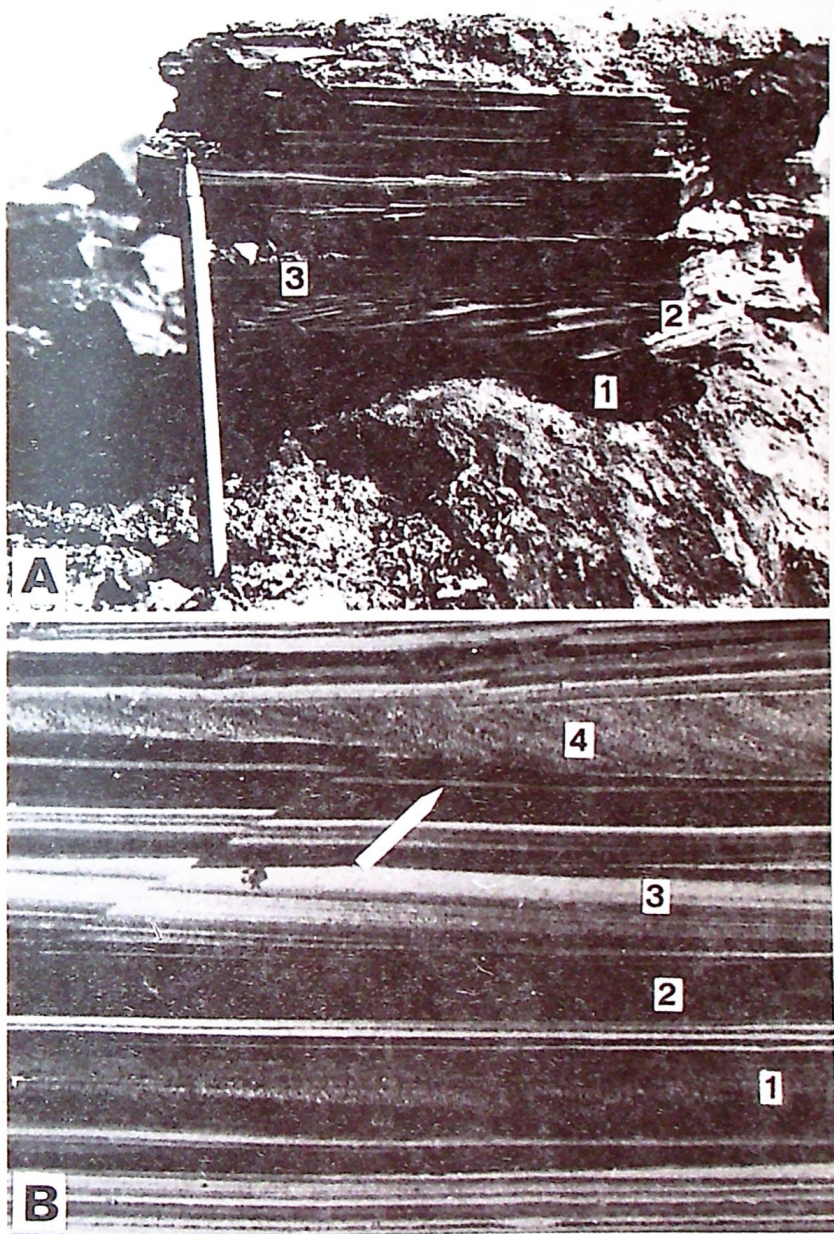
Fot. 18. Chojny 1. Rów Kleszczowa. Osady prądów trakcyjnych w obrębie wielozestawu depozycji letniej. Strefa centralna dużego jeziora proglacialnego (A,B).

1 – osad spływu kolizyjnego, trakcja – górny ustrój przepływu; 2, 4 – laminacja trakcyjna – dolny ustrój przepływu; 3, 5 – riplemarki prądowe przechodzące w laminację poziomą; 6, 8 – pozioma laminacja – dolne płaskie dno; 7 – zawieszinowy osad parapelagiczny; 9 – zestaw lamin ilastych deponowanych w okresie zimy.

Kleszczów Graben. Traction current deposits in summer coset.

Central part of large proglacial lake (A,B).

1 – collision flow deposits traction – upper flow regime; 2, 4 – traction lamination, lower flow regime; 3, 5 – current ripples passing into horizontal lamination; 6, 8 – horizontal lamination – lower plane bed; 7 – parapelagic deposit; 9 – clay coset deposited during winter.



fol. A. Hałaszczyk, 1979

Fot. 19. Piaski 4. Rów Kleszczowa. Osady prądów trakcyjnych w dystalnych częściach rozległego zbiornika proglacialnego.

A – przykład sekwencji: 1 – zimowa warstwa (bista); 2 – riplemarki wstępujące; 3 – złożona laminacja pozioma zilustrowana na fotografii B; 1 – laminacja płaskiego dna; 2 – osad zawieszin parapelagicznych; 3 – laminacja dolnego płaskiego dna; 4 – mikroskalowe zastawy tabularne wypełniające płytkie rynny; strzałką zaznaczono laminę spływu zławnowego.

Kleszczów Graben. Traction current deposits – distal part of the large proglacial basin.

A – an example of the sequence: 1 – winter clay strata; 2 – climbing ripples; 3 – complex horizontal lamination shown at photo B; 1 – lamination of upper plane bed; 2 – parapelagic deposit; 3 – lamination of lower plane bed; 4 – microscale tabular cross sets.



fol. K. Ródriguezski, 1987

Fot. 20 Gang Ranch, Kanada. Napławiane osady wytopiskowe, jezioro terminogłębialne w kanionie rzeki Fraser. Drobnofrakcyjny, masywny materiał diamiktyczny z pęknięciami diagenetycznymi (1) oraz głazikami (2).

Canada. Rain out melting-ice deposits. Terminogłębialne jezioro w kanionie rzeki Fraser.

Fine grained massive diamictic material with diagenetic joints (1) and with dropstones (2).



fot. K. Brodzikowski, 1987

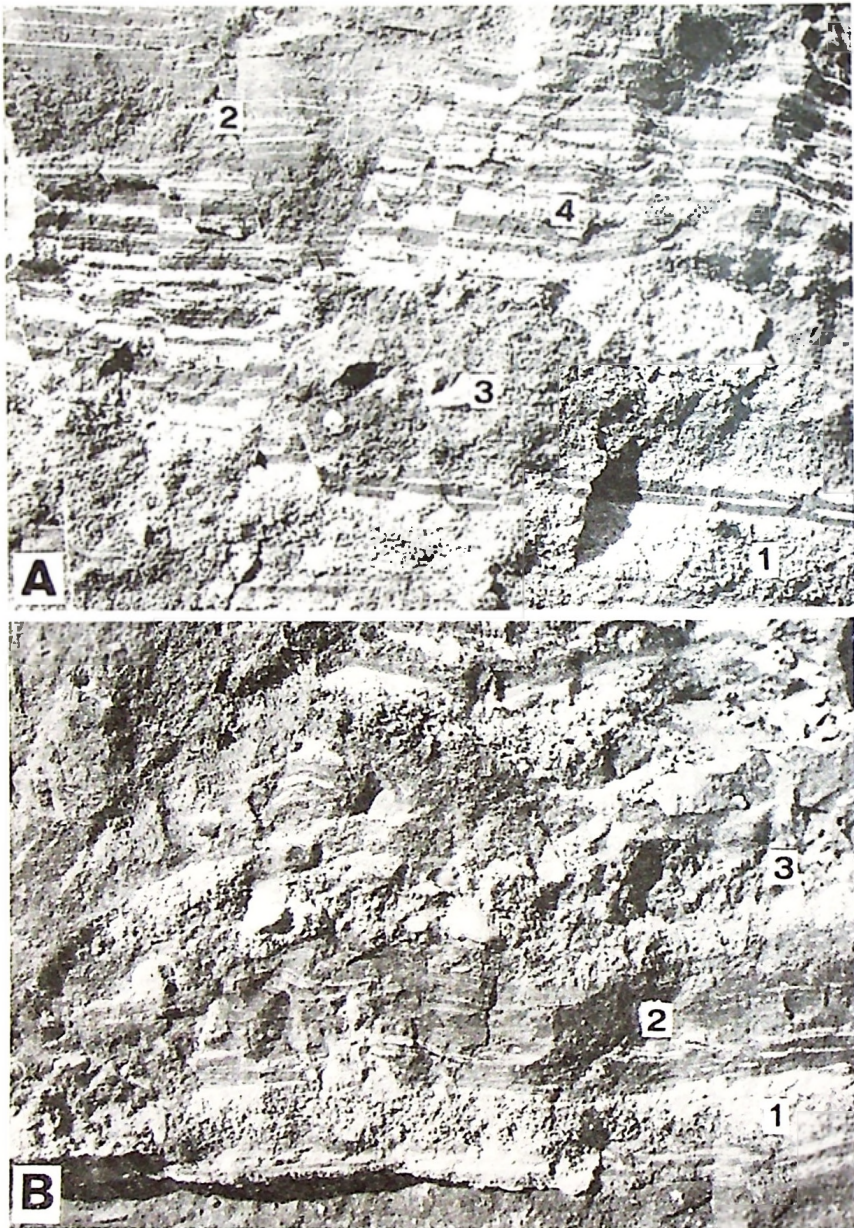
Fot. 21. Gang Ranch, Kanada. Napławiane osady wytopiskowe.

leziro terminoglacjalne – część proksymalna (A,B).

1 – subakwalne diamiktyty spływowe; 2 – diamiktyty typu IRD z głazikami; 3 – wkładki mułów parapelagicznych. Duży blok w dolnej części fotografii B ma średnicę ponad 50 cm.

Canada. Rain out melting-ice deposits. Proximal part of the terminoglacial lake (A,B).

1 – subaqueous flow diamicts; 2 – IRD diamicts with drop stones; 3 – intercalations of parapelagic mud. Large block in the lower-most part of foto B is of more than 50 cm in diameter.



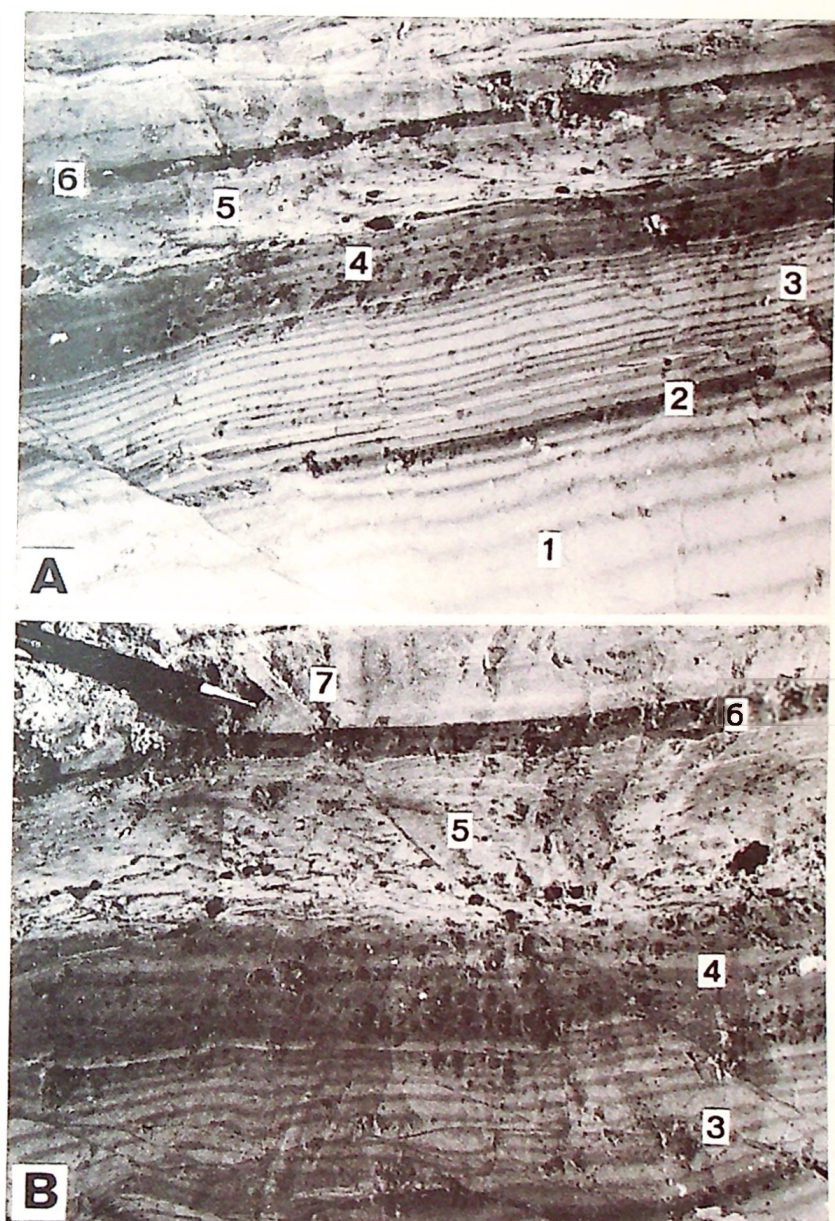
fol. K. Brodzikowski, 1982

Fot. 22. Buczyna 5. Rów Kleszczowa. Napławiane osady wytopiskowe w małym basenie terminoglacjalnym (A,B).

1 – osady spływów kohezyjnych; 2 – osady parapelagiczne modyfikowane prądowo; 3 – diamiktyły IRD;
4 – osady spływów kohezyjnych i ziarnowych.

Kleszczów Graben. Rain out melting-ice deposits in small terminoglacjal basin (A,B).

1 – cohesive flow deposits; 2 – parapelagic deposits with current rework; 3 – IRD diamicts;
4 – cohesive and grain flow deposits.



fol. K. Brodziński, 1984

Fot. 23. Łękińsko 8. Rów Kleszczowa.

Ślady napławiania w osadach prodeltowych (A,B).

- 1 – piasek drobnziarnisty o uziarnieniu frakcyjnym – szybka depozycja z zawiesiny lub osad spływowy;
 2 – lamina mułów parapelagicznych; 3 – laminowane osady trakcyjne lokalnie reprezentowane przez spływy;
 4 – zespół lamin mułowych depozycji parapelagicznej z materiałem IRD; 5 – riplemarki wstępujące z licznymi ziarnami IRD; 6 – mułowa lamina depozycji parapelagicznej; 7 – osad płaszczysty silnych prądów trakcyjnych, ku górze przechodzący w riplemarki.

Kleszczów Graben. Ice rafting in prodeltaic deposits (A,B).

- 1 – fine-grained sand with graded bedding – fast sedimentation from the suspension or flowage; 2 – muddy parapelagic laminae; 3 – traction current deposits with lamination caused by separate flowage episodes;
 4 – parapelagic mud with ice rafted debris; 5 – climbing ripples with ice rafted bedris; 6 – muddy parapelagic laminae; 7 – sands of strong traction currents passing upward into climbing ripples.



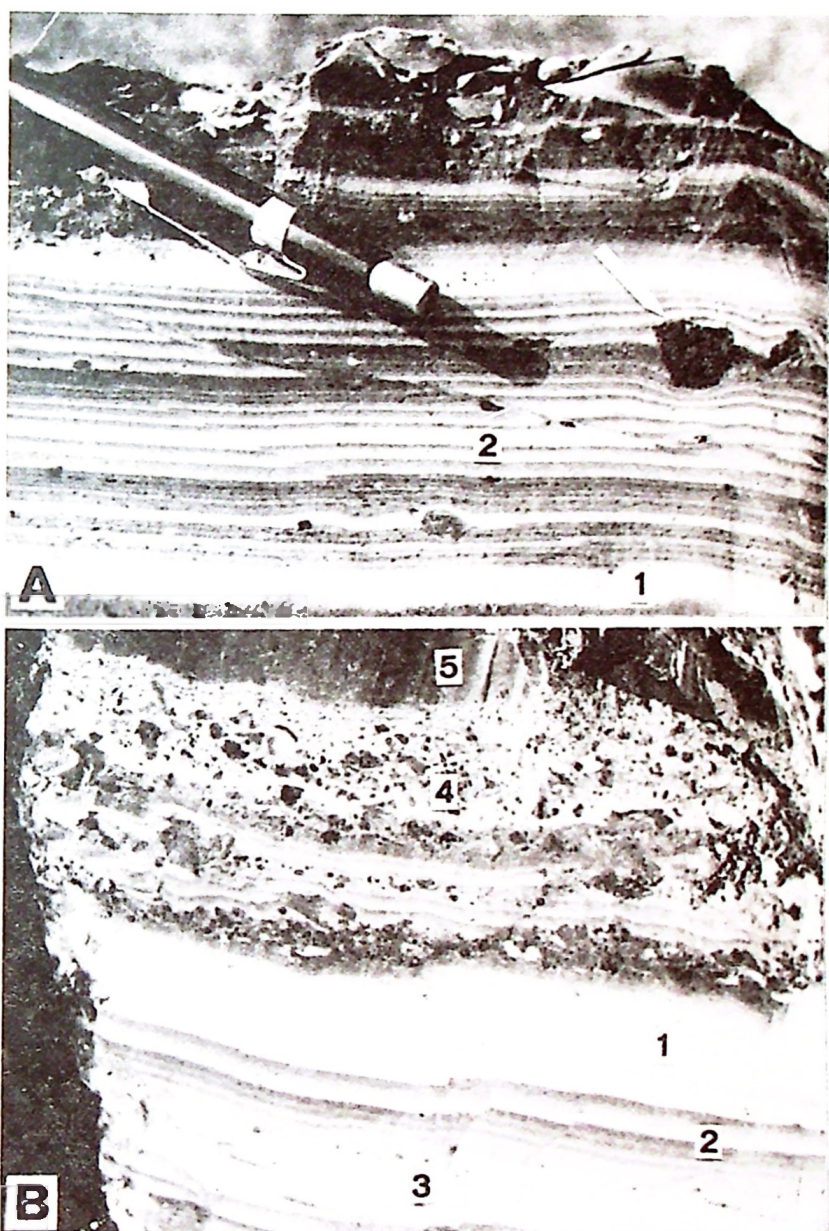
fol. K. Brodzikowski, 1987

Fot. 24. Lillooet 4, Kanada. Drop-stones w dystalnych partiach rozległego jeziora terminoglacjalnego w kanionie rzeki Fraser (A,B).

1 – laminowany osad parapelagiczny ze śladami działalności prądów dennych; 2 – miększe warstwy piaszczystych mułów parapelagicznych. Strzałką zaznaczono pojedyncze ziarna, głaziki, napławiane z brył lodowych.

Canada. Drop-stones within distal deposits of the large terminoglacjal lake Fraser River Canyon (A,B).

1 – parapelagic laminated deposit with slight bottom current rework; 2 – thick layers of sandy parapelagic mud. The arrow indicate single grain drop-stones which fell down from floating ice-bbergs.



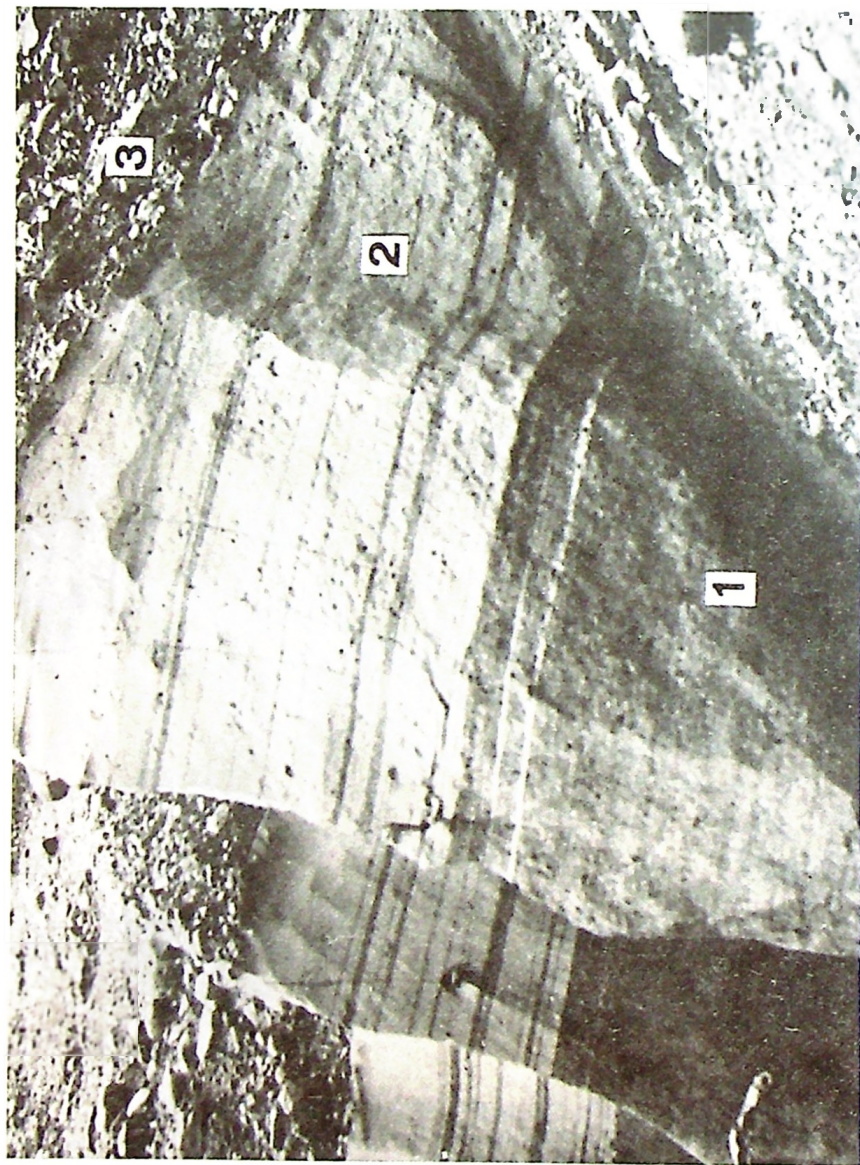
fol. K. Brodzikowski, 1986

Fot. 25. Wola Grzymalina 2. Rów Kleszczowa. Nagromadzenie detrytusu IRD w glacialimnicznych osadach dystalnych, świadczące o lokalnym skupieniu dryfującej kry za sprawą prądów powierzchniowych (A, B).

1, 2, 3 – osady prądów trakcyjnych, lokalnie o charakterze spływowym, przechodzące w stropie cykli w muły parapelagiczne; 4 – nagromadzenia detrytusu IRD w rodzaju "dump deposits"; 5 – zimowa łamina ilowa.

Kleszczów Graben. Ice rafted debris within distal glaciallacustrine deposits, showing local cumulation of drifting ice-bergs due to surface currents (A, B).

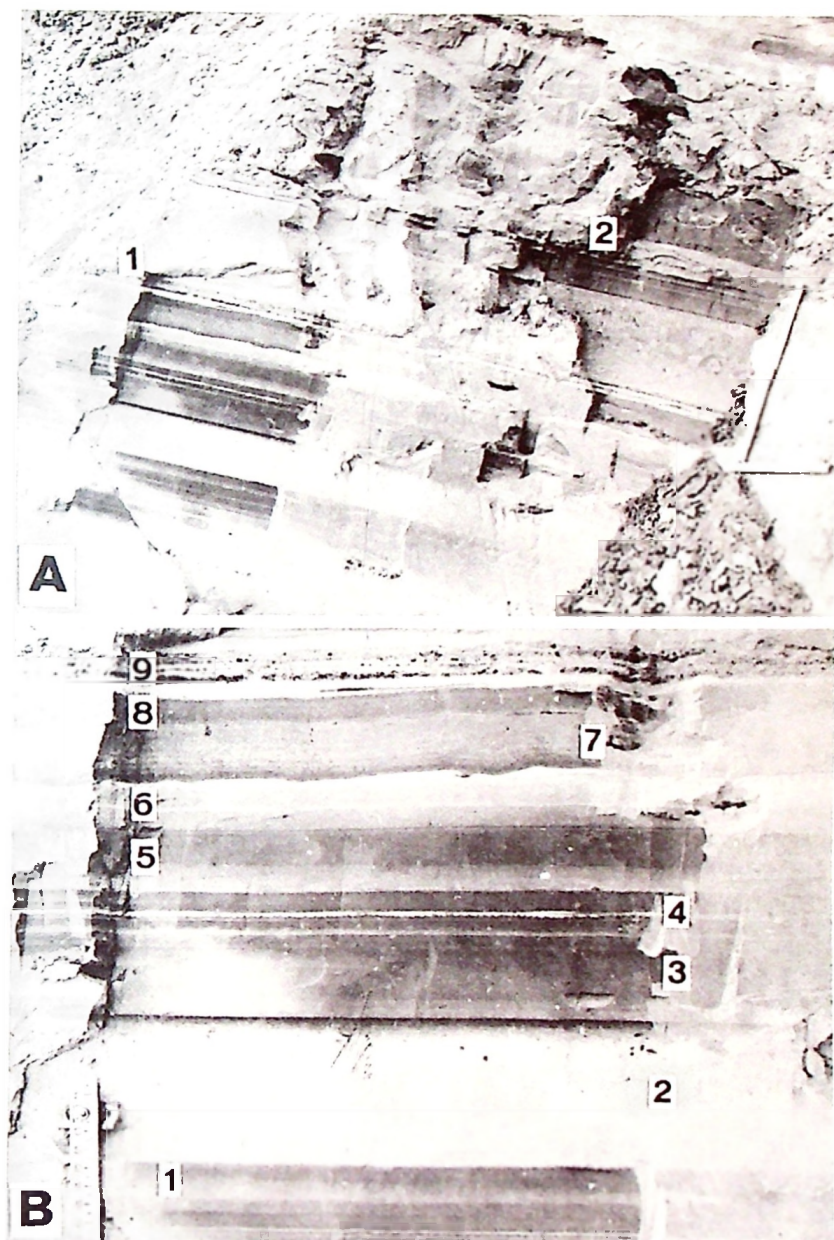
1, 2, 3 – traction current deposits, locally flowage, passing upward the cycles into parapelagic mud; 4 – ice rafted dump deposits; 5 – winter clay laminae.



fol. K. Brodziński, 1987

Fot. 26. Fraser-Lillooet, Kanada. Miazsze sekwencje mułów parapelagicznych (2) pomiędzy warstwami spływów subakwalnych (3) oraz pakietami piaszczystych osadów prądów trakcyjnych (1) w proksymalnej części rozległego jeziora.

Canada. Thick sequences of parapelagic mud (2) in between subaqueous mass-flow deposits (3) and sandy traction current deposits (1). Proximal part of the large lake.



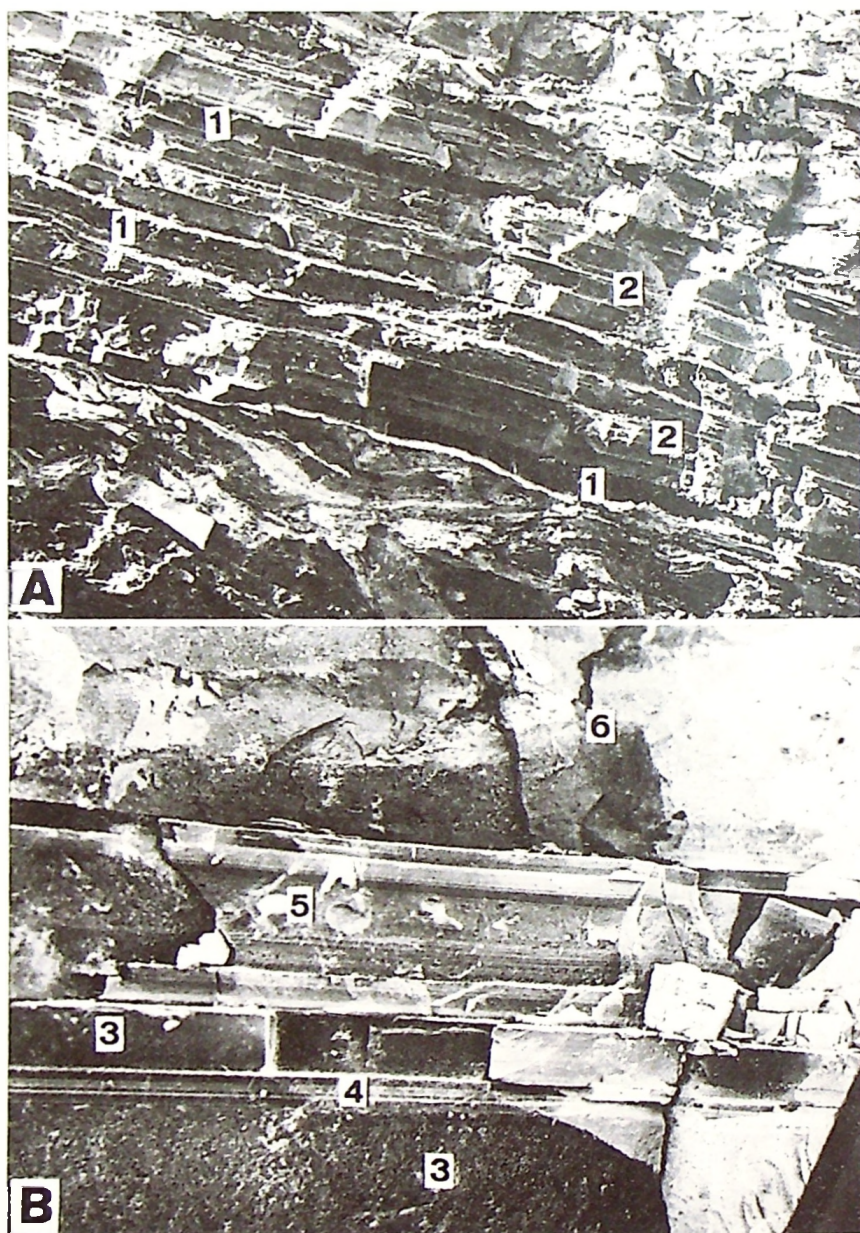
fol. A. Hałaszczyk, 1979

Fot. 27. Piaski 7. Rów Kleszczowa. Osady centralnych części rozległego jeziora proglacialnego. O dużej intensywności dostawy drobnofrakcyjnych zawieszin świadczy znaczna miąższość warstw akumulacji parapelagicznej.

A – widok ogólny odsłonięcia: 1 – fragment ukazany na fot. B; 2 – fragment przedstawiony na fot. 35.
B – szczegóły budowy sekwencji: 1 – osad trakcyjny dolnego, płaskiego dna, przechodzący w muł parapelagiczny; 2 – osad spływu kohezyjnego; 3 – osad parapelagiczny; 4 – lamina piasków trakcyjnych; zauważ struktury promieniowe; 5 – to samo co 1; 6 – osad prądu trakcyjnego z rypelarkami w stropie; 7 – osad prądu trakcyjnego, górne płaskie dno; 8 – osad parapelagiczny; 9 – piaski prądów dennych.

Kleszczów Graben. The sediments of central parts of large proglacial lake.
Distinct thickness of parapelagic units suggest high intensity of fines input.

A – general view of outcrop: 1 – detail from photo B; 2 – detail from photo 35; B – structure of the sequence: 1 – traction current deposit – lower plane bed passing into parapelagic mud; 2 – cohesive flow deposit; 3 – parapelagic deposit; 4 – laminae formed by traction current: note the flame structures; 5 – same as 1; 6 – traction current deposit with ripples at topmost part; 7 – traction current deposit – upper plane bed; 8 – parapelagic deposit; 9 – sands of bottom currents.



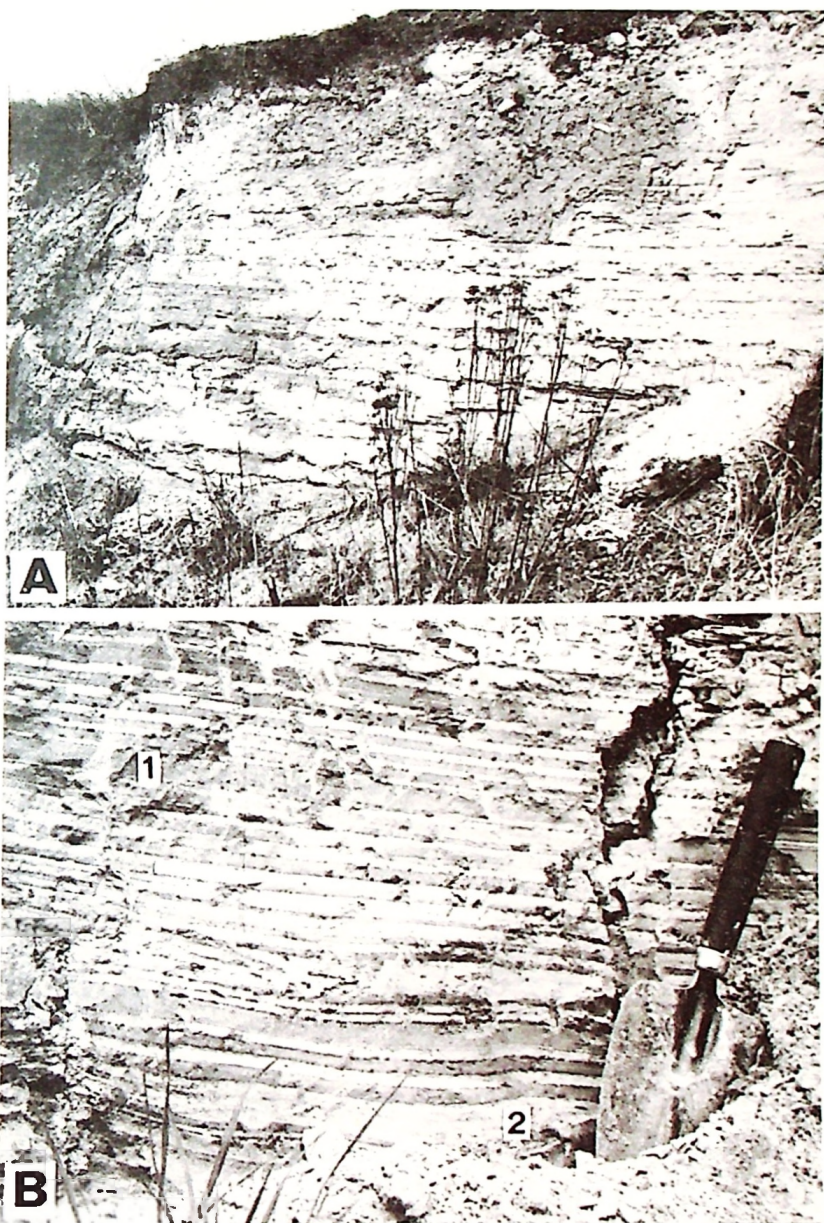
fol. K. Brodzikowski, 1982

Fot. 28. Cz y ż ó w 7. Rów Kleszczowa. Osady parapelagiczne dystalnych części zbiornika proglacialnego (A,B).

1- zimowe laminy ilaste; 2 - letnie wielozestawy mułowo-ilaste; 3 - osad typowo parapelagiczny;
4, 5 - muły parapelagiczne smugowane prawdopodobnie na skutek działania bardzo słabych prądów trąkcyjnych; 6 - diamiktyczny osad spływowy.

Kleszczów Graben. Parapelagic deposits of distal proglacial lake zone (A,B).

1 - winter clay laminae; 2 - summer clay-mud sets; 3 - typically parapelagic deposit; 4, 5 - parapelagic mud with weak current lamination; 6 - diamictic flow deposit.



fol. K. Brodzikowski, 1984

Fot. 29. Potwórów 3. Dolny Śląsk. Sedymencja parapelagiczna w małym zbiorniku glacialimnicznym. Widok ogólny odsłonięcia (A) oraz szczegóły budowy sekwencji (B).

1 – laminy depozycji parapelagicznej; 2 – depozycja przez prądy trakcyjne. Strzałką oznaczono indukowany trawia przepływ kolizyjny; zauważ odwrócone uziarnienie frakcyjne.

Lower Silesia. Parapelagic sedimentation in small glacialustrine basin. General view of the outcrop (A) and details of the sequence (B).

1 – parapelagic laminae; 2 – traction current laminae. Collision flow induced by traction currents laminae is shown by an arrow. Note reverse graded bedding.



fol. K. Brodzikowski, 1984

Fot. 30. Łęki i ńsko 7a. Rów Kleszczowa. Osad parapelagiczny w obrębie sekwencji górnego członu delty. Płytkie zagłębienie bezodpływowe wypełniane w dużej części materiałem dostawy eolicznej.

A – widok ogólny odsłonięcia; B – szczegóły sekwencji: 1,5 – osady płaszczyste o strukturze ryplemarkowej; 2,4 – grubsze laminy mułowe w podstawie i strople sekwencji; 3 – laminowany osad parapelagiczny.

Kleszczów Graben. Parapelagic sediment filling small depression within deltaic topsets. Important role of the aeolian input.

A – general view of excavation; B – details of the sequence: 1,5 – rippled sandy deposits; 2,4 – thick muddy laminae in the top and bottom of the sequence; 3 – laminated parapelagic sediment.



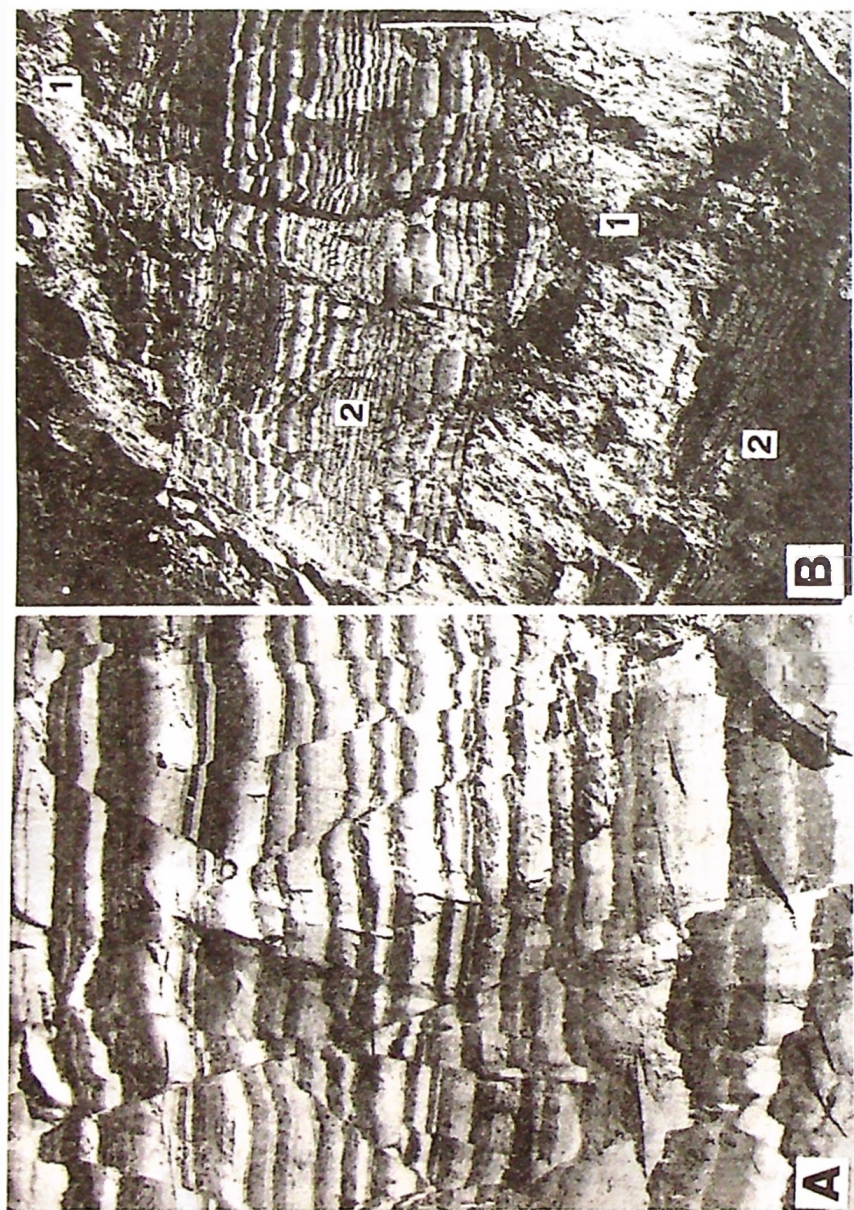
fot. A. Hałaszczyk, 1980

Fot. 3l. P i a s k i 4. Rów Kleszczowa. Osad lokalnej redepozycji epizodycznej indukowanej czynnikami endogenicznymi.

1 - dystalne laminity o cyklu warwowym; 2 - złożone cykle dystalne o większej miąższości z zaznaczającymi się rzeźbami trącyjnymi;
3 - młodsze warstwy młodsze o homogenicznej, masywnej strukturze związane z lokalną redepozycją materiału.

Kleszczów Graben. The sediments of local, episodal redeposition, which was induced by endogenic agents.

1 - distal laminites of varve-like structure; 2 - complex, thicker distal cycles with distinct traction current ripples;
3 - thick mudrocks of episodal, local redeposition. Note homogeneous massive structure of the material.

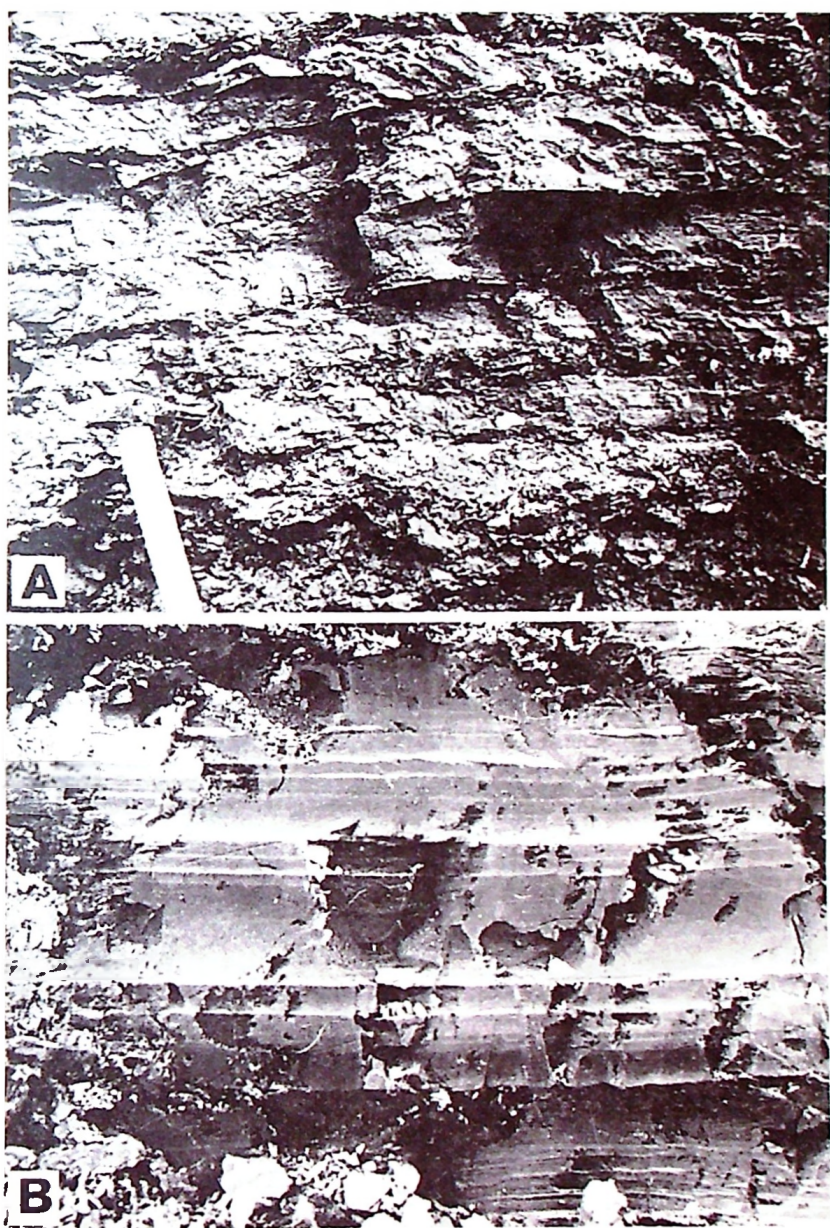


Prof. A. Hąluszcak, 1980

Fot. 32. Piaszczystki. Osady turbidytowe środkowej części zbiornika terminoglacjalnego (A) w pakietach rozdzielonych warstwami subakwalnych diamiktów spływowych (B).
1 – subakwalne diamikty spływowe; 2 – sekwencje turbidytowe.

Kleszczów Graben. Turbidites of middle part of terminoglacjal lake. They from sequences (A) separated by thick beds of subaqueous flow diamicts (B).

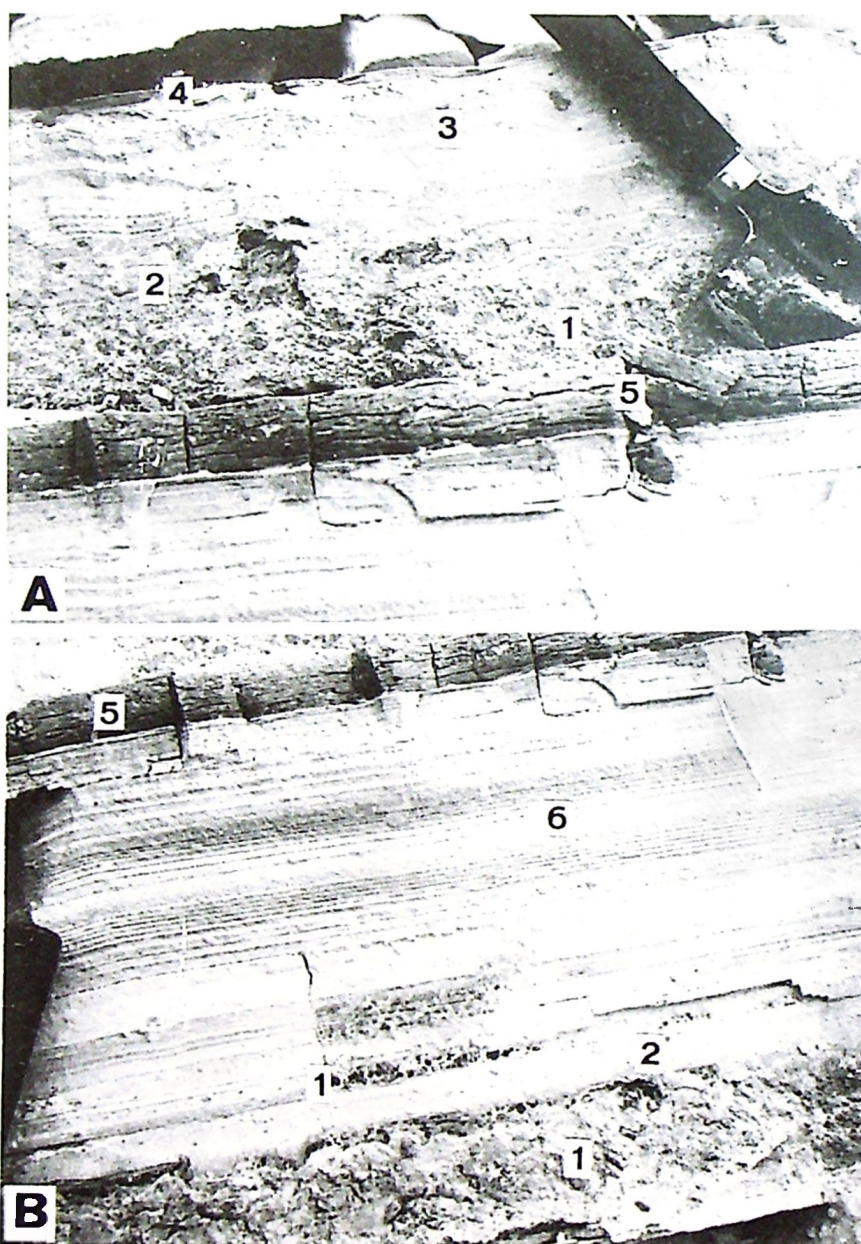
1 – subaqueous flow diamicts; 2 – turbiditic sequences.



fot. A. Hałaszczyk, 1980; K. Brodzikowski, 1980

Fot. 33. Chojny 3. Rów Kleszczowa. Dystalne turbidyty glacialimniczne w warwitach warciańskich (A) oraz odrzańskich (B). Zachowane trzy ogniwa sekwencji Boumy.

Kleszczów Graben. Distal glacialacustrine turbidites in Wartanian (A) and in Odranian varvites (B). Note only three upper units of Bouma sequences within the cycles.



fot. K. Brodzikowski, 1984

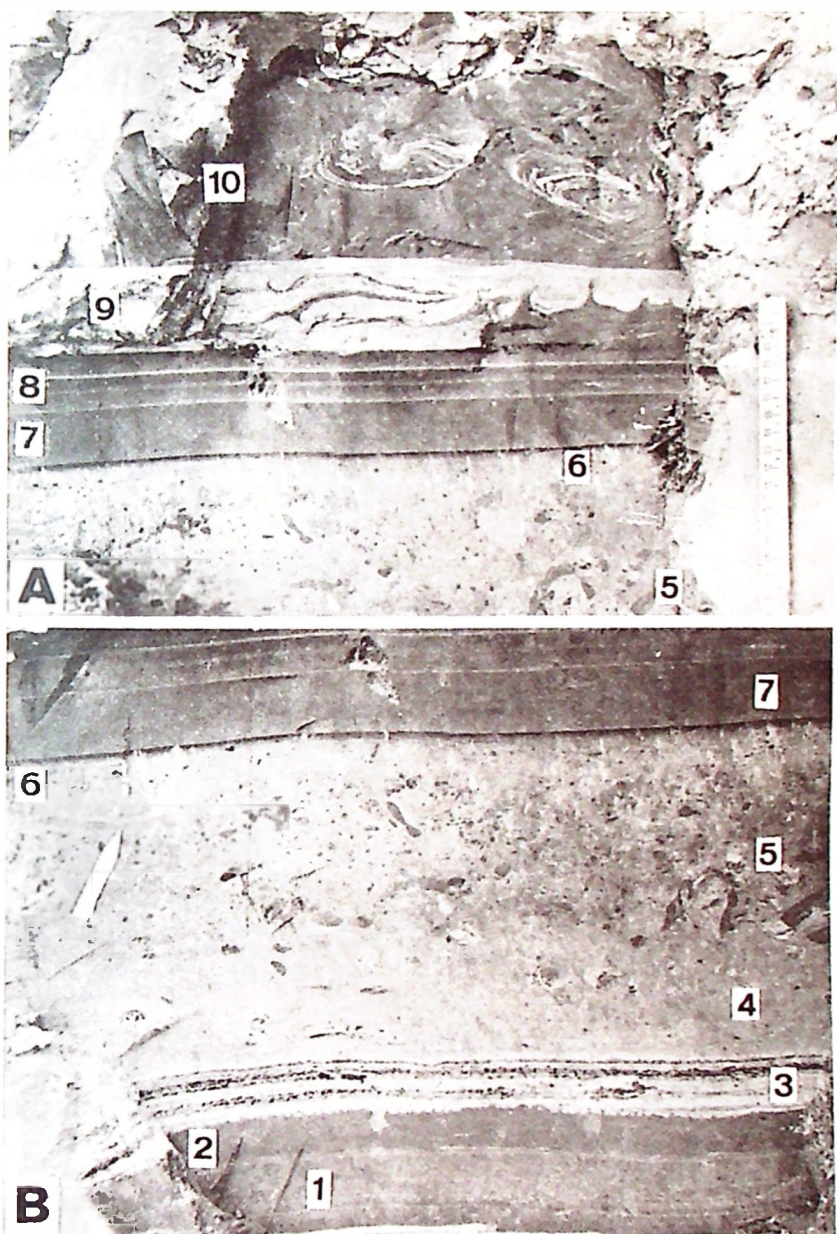
Fot. 34. Łękińsko 5. Rów Kleszczowa. Osady przypominające typowe sekwencje turbidytowe o niespotykanej w jeziorach glacialnych miąższości.

Dwa przykłady fragmentów sekwencji (A,B).

1 – osad spływu kohezynego; 2 – diamiktyt laminowany prądowo; 3 – osad laminacji falistej; 4 – riplemarki prądowe; 5 – wielozestaw parapelagicznych lamin ilowych; 6 – trakcyjna laminacja pozioma.

Kleszczów Graben. The sediment very similar to typical but unusually thick in glacialacustrine conditions turbidite. Two examples from the same sequence (A,B).

1 – cohesive flow deposit; 2 – current – reworked lamibated diamiclt; 3 – wavy lamination; 4 – current ripples; 5 – parapelagic clayey coset; 6 – horizontal lamination formed by traction current.



fol. A. Hałaszczyk, 1980

Fot. 35. Piaski 7. Rów Kleszczowa. Mułowy spływ kohezyjny związany z prądem zawiesinowym. Dystalne części rozległego zbiornika (por. fot. 27).

Górna (A) i dolna (B) część sekwencji.

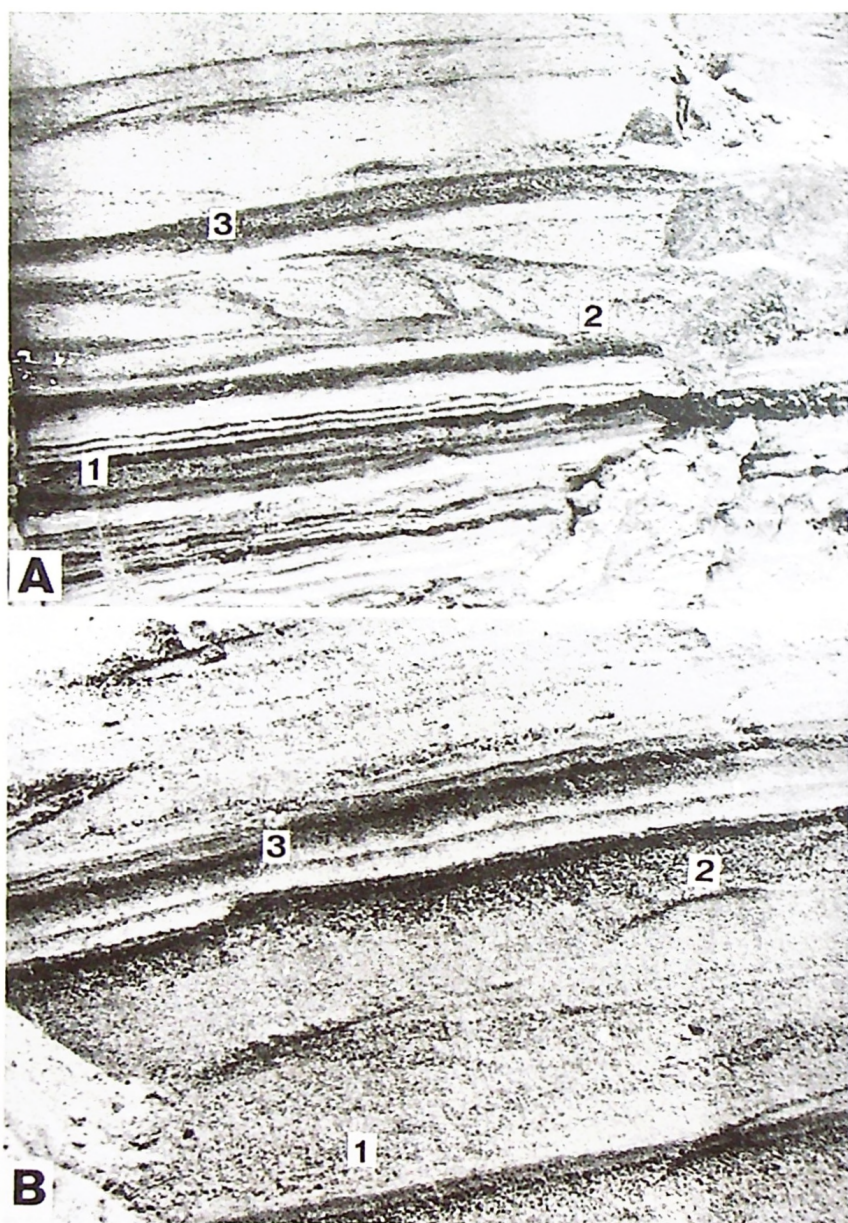
1 – laminacja prądowa górnego płaskiego dna; 2 – osad parapelagiczny; 3 – piaski prądów trakcyjnych ze strukturami promieniowymi w spągu; 4 – podstawa spływu kohezyjnego; 5 – nagromadzenie klastów w spływie kohezyjnym; 6 – mała rynna wycięta w stropie osadu spływowego; 7, 10 – osad parapelagiczny; 8 – dystalne turbidyty – zachowane tylko dwa górne ogniwa sekwencji Bouma; 9 – poziom deformacyjny – postdepozycyjne upłynnienie na skutek wstrząsu.

Kleszczów Graben. Muddy cohesive flow connected with suspension current.

Distal parts of large basin (comp. fot. 27).

Upper (A) and lower (B) parts of the sequence.

1 – current lamination of upper plane bed; 2 – parapelagic deposit; 3 – traction-current sands with flame structures in the base; 4 – basal part of cohesive flow deposit; 5 – cumulation of clasts within cohesive flow deposit; 6 – small trough cut down within mass flow surface; 7, 10 – parapelagic deposit; 8 – distal turbidites with only two upper Bouma units preserved; 9 – deformational horizon: postdepositional fluidization due to shock.



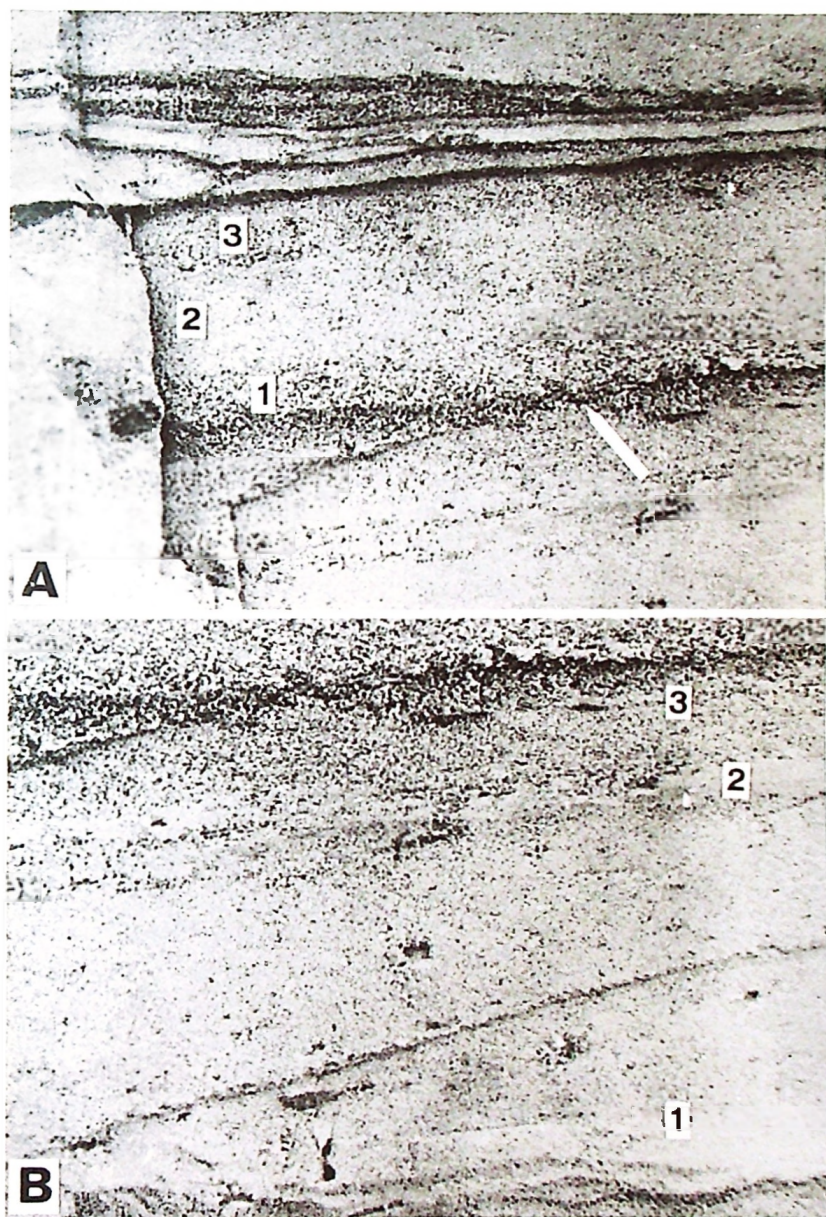
Fot. K. Brodzikowski, 1982

Fot. 36. Cz y ż ó w 3. Rów Kleszczowa. Osady spływów kolizyjnych na stożkach subakwalnych.

- A – widok ogólny sekwencji: 1 – cienkie warstwy spływowe utworzone w warunkach górnego płaskiego dna; 2 – struktury promieniowe wywołane prądem trakcyjnym w osadzie spływu kolizyjnego; 3 – zachowana fragmentarycznie podstawa spływu. B – budowa spływu: 1 – drobnofrakcyjna podstawa spływu; 2 – odwrócenie uziarnienia w stropie spływu; 3 – cienkie warstwy spływowe utworzone przez prądy denne.

Kleszczów Graben. Collision flow deposits within subaqueous fan sequence.

- A – general view of the sequence: 1 – thin flow beds formed under upper plane bed conditions; 2 – flame structures induced by traction current within collision flow deposit; 3 – partly preserved base of flow. B – structure of flow sequence: 1 – finegrained base of flowage; 2 – reversed grading in the topmost part of flowage; 3 – thin flow beds formed due to bottom current.



fot. K. Brodzikowski, 1982

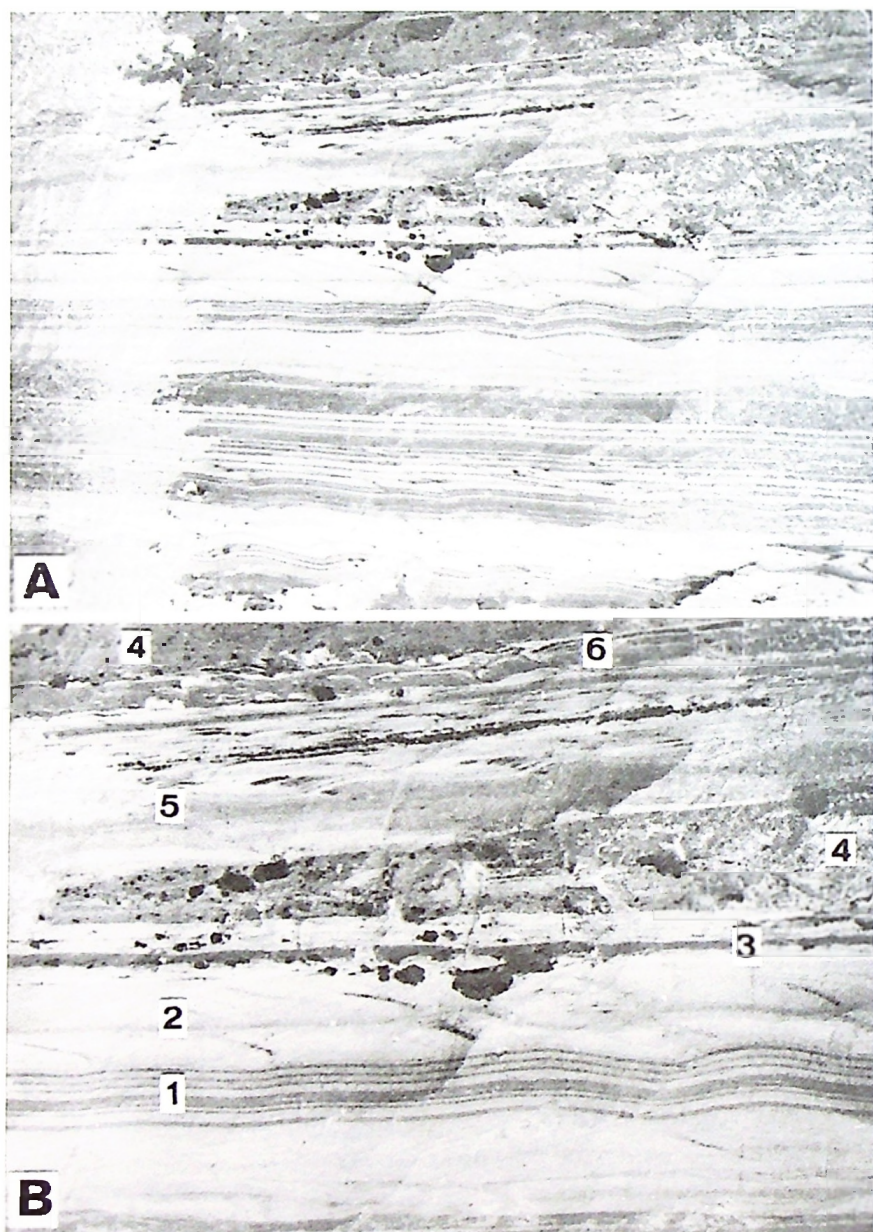
Fot. 37. Czyżów 3. Rów Kleszczowa.

Szczegóły budowy osadu splywu kolizyjnego (A,B).

1 – drobno- lub grubofrakcyjna podstawa splywu; 2 – masywna monofrakcyjna środkowa część splywu;
3 – grubofrakcyjna stropowa część splywu. Zauważ sekwencję o złożonym A i prostym B odwróconym
uziarnieniu frakcyjnym.

Kleszczów Graben. Details of the structure of collision flow deposits (A,B).

1 – fine or coarse grained base of flowage; 2 – massive, homogeneous middle part of flowage;
3 – coarse grained topmost part of the flowage. Note sequences with complex A and simple B reversed
graded bedding.



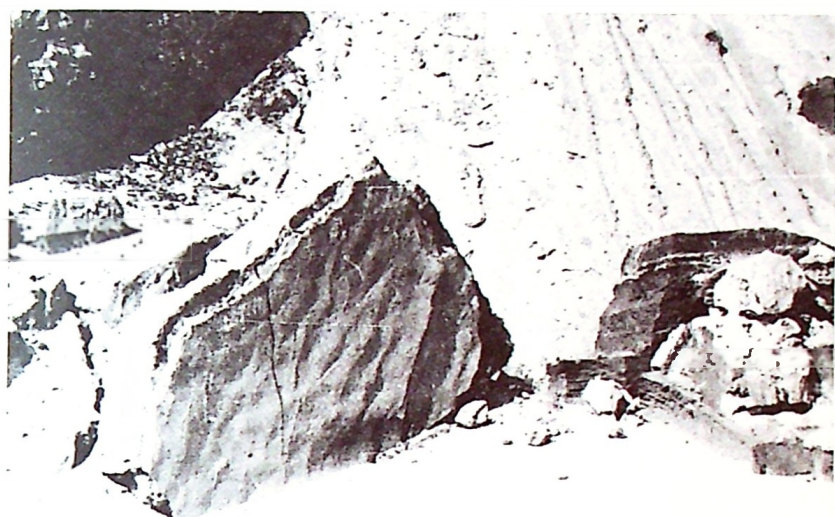
fot. K. Brodzikowski 1984

Fot. 38. Chojny 6. Rów Kleszczowa. Osady spływów kohezyjnych w obrębie sekwencji prodeltaowej (A,B).

1 – laminacja trakcyjna; 2 – riplemarki wstępujące; 3 – osad parapelagiczny z materiałem napławianym;
4 – osad diamiktycznych spływów kohezyjnych; 5 – riplemarki prądowe; 6 – zaburzony poziom osadów parapelagicznych. Przyczyną deformacji była depozycja kolejnej warstwy spływowej.

Kleszczów Graben. Cohesive flow deposits within prodeltaic sequence.

1 – traction-current lamination; 2 – climbing ripples; 3 – parapelagic sediment with ice rafted debris;
4 – diamictic cohesive flow deposits; 5 – current ripples; 6 – disturbed parapelagic horizon.
Disturbance was caused by the deposition of the next flow unit.



A



B

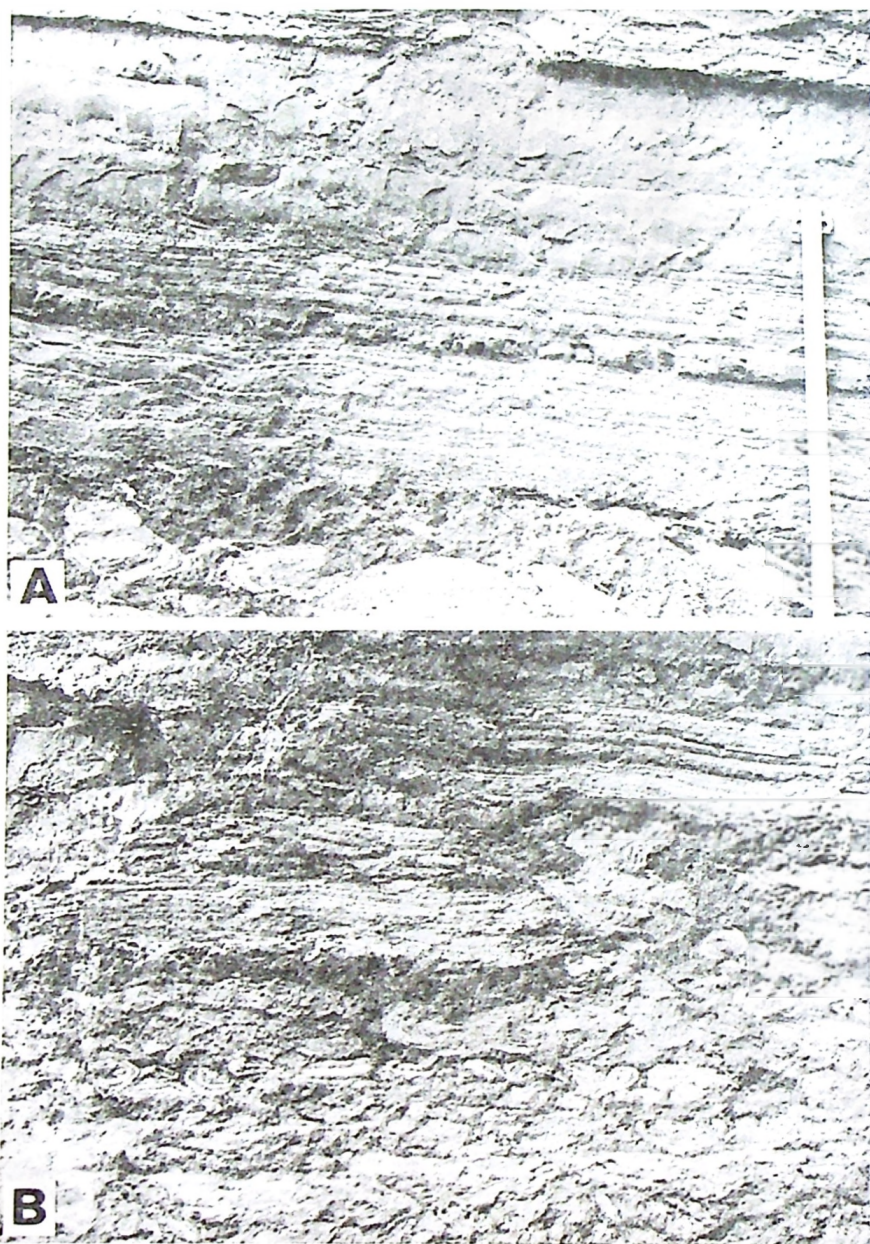
fol. K. Brodziński, 1982

Fot. 39. Łękińsko 2. Rów Kleszczowa. Ślady prądowe na powierzchniach ławic.

A – zespół struktur riplemarkowych; B – erozyjne struktury prądowe.

Kleszczów Graben. Current marks on the depositional surfaces.

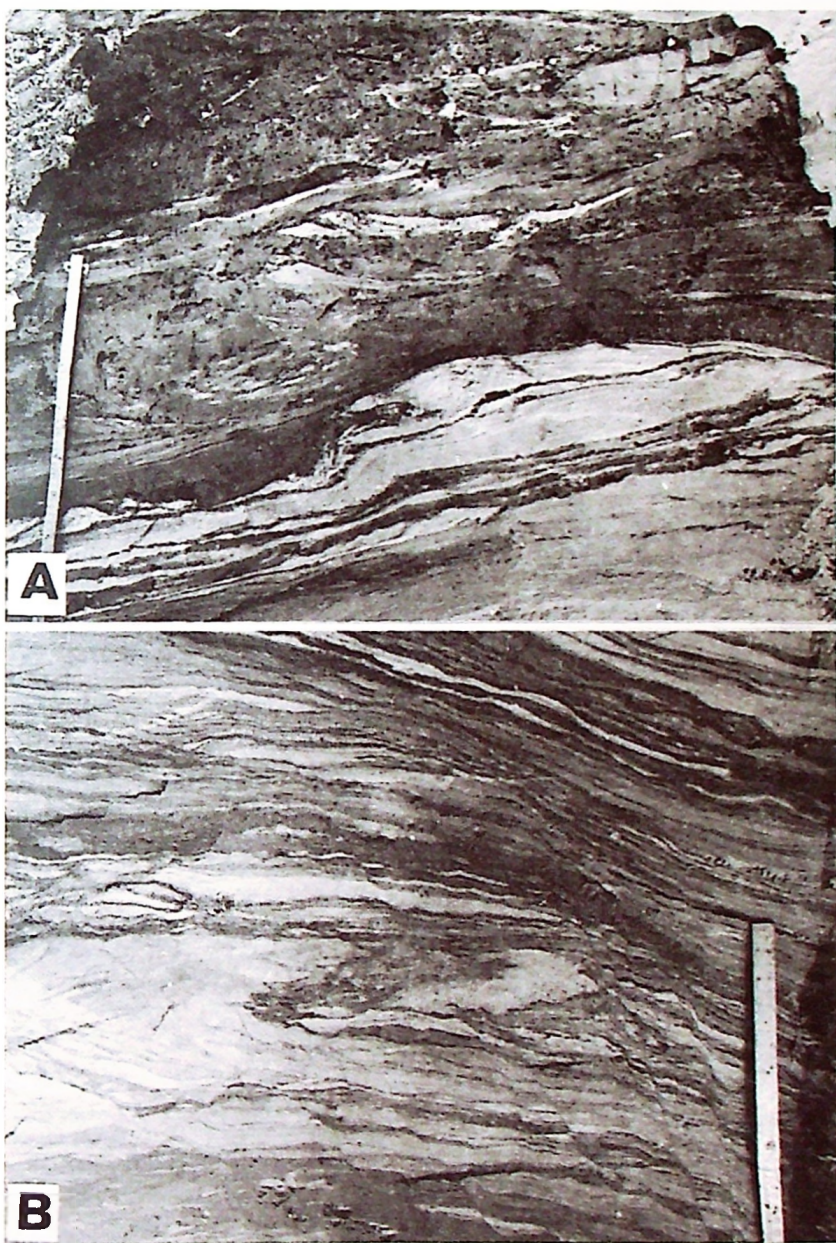
A – ripples; B – erosional current marks.



fol. K. Brodzikowski, 1981

Fot. 40. B u c z y n a 2. Rów Kleszczowa. Osady osuwisk subakwalnych.
Płaty deformacyjne przetransportowane w głąb zbiornika.

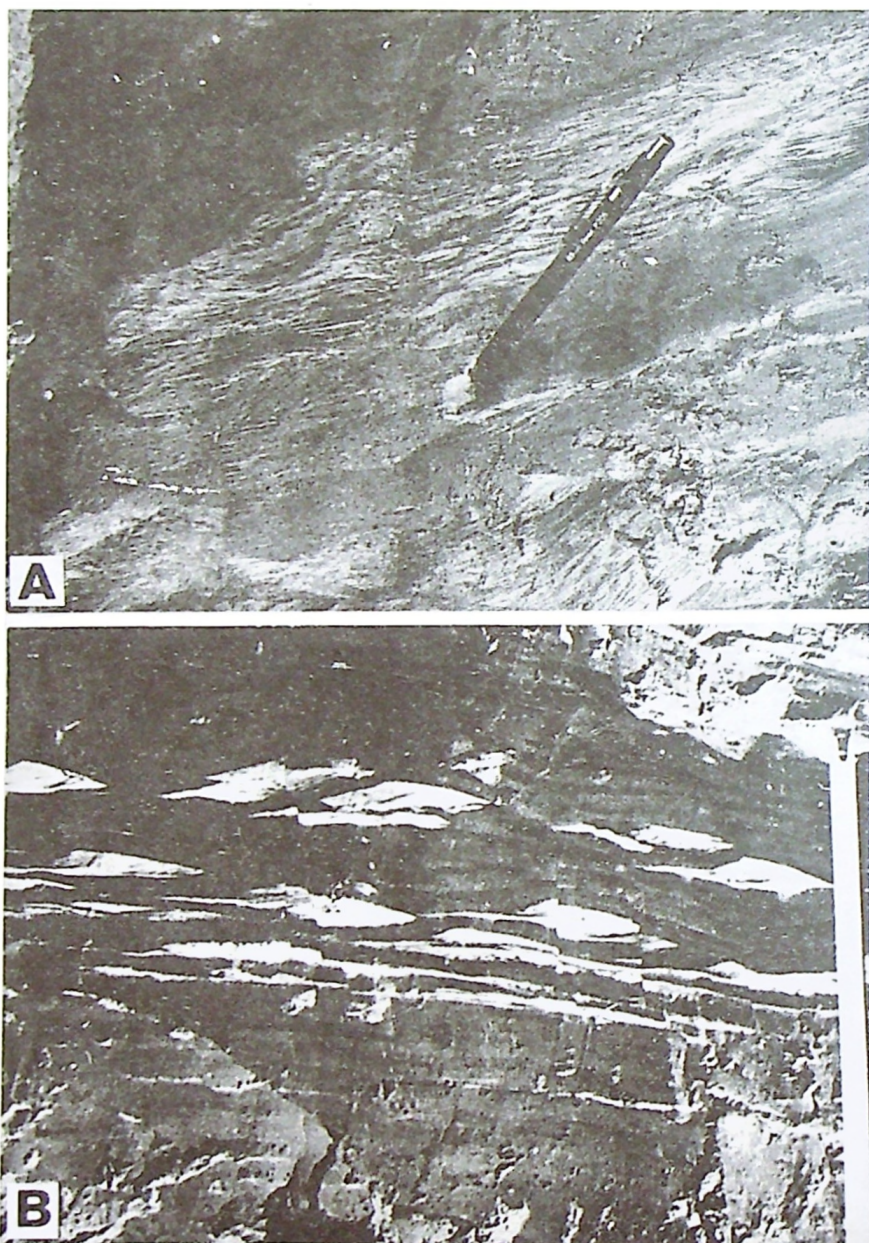
Kleszczów Graben. Subaqueous slump deposits. Deformation slabs
transported far into the basin.



fol. A. Hałaszczyk. 1979

Fot. 41. Piaski 3. Rów Kleszczowa. Osady subakwalnego, plastycznego zelizgu materiału w strefie prodełtowej (A,B).

Kleszczów Graben. Subaqueous slide deposits in prodeltaic zone.
Note plastic strain and resulted deformational lamination.



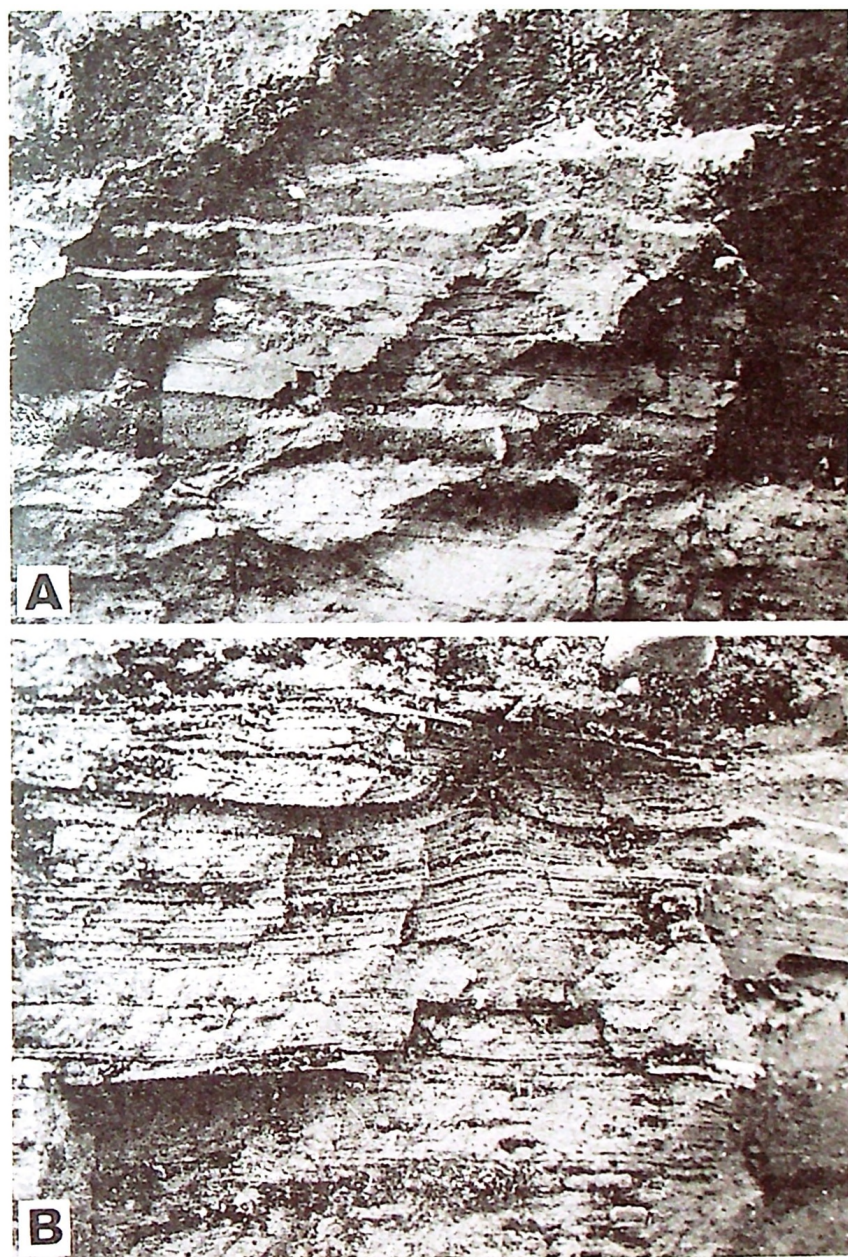
fot. K. Brodzikowski, 1981 (A); A. Hałaszcak, 1980 (B)

Fot. 42. Piaski 5. Rów Kleszczowa. Glacilimniczne osady marginalne.

A – osady mułowo-piaszczyste smugowane prądowo, utworzone na skłonie zbiornika; B – warstwowanie soczewkowe powstałe w płytkiej zatoce, prawdopodobnie w efekcie pływu powrotnego.

Kleszczów Graben. Glacigenic lake-margin deposits.

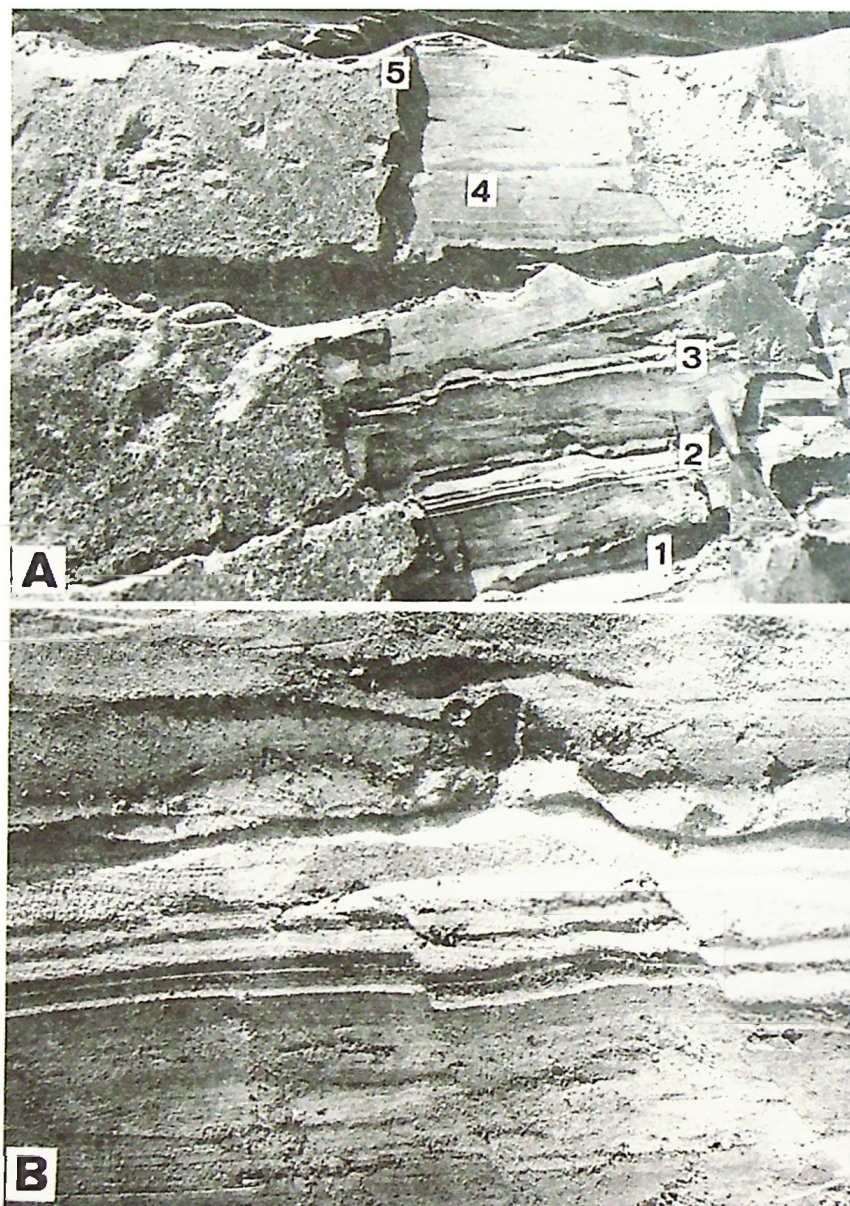
A – muddy-sands reworked by currents, formed at the basin slope; B – lenticular stratification formed in the shallow bay, probably due to ebb current activity.



[ot. K. Brodzikowski, 1934

Fot. 43. Łęckińsko 4. Rów Kleszczowa. Dwa przykłady osadów marginalnych utworzonych na skłonie rozległego zbiornika glacialimnicznego. Laminacja to efekt współdziałania prądów trakcyjnych oraz spływów grawitacyjnych.

Kleszczów Graben. Two examples of lake margin deposits formed on the slope of large glacialacustrine basin. Lamination is the effect of traction currents and gravity mass flowage.



fol. K. Brodzikowski, 1982

Fot. 44. Buczyzna 4. Rów Kleszczowa. Przykładowa sekwencja glacialimnicznych osadów marginalnych. Widok ogólny (A) oraz fragment złożony przez prądy trakcyjne (B).

1,2,3 – osady prądów trakcyjnych; 4 – intensywna depozycja z zalewu warstwowego; 5 – riplemarki wskazujące na wpływ falowania.

Kleszczów Graben. An example of glacialacustrine marginal deposits. General view (A) and the structure of traction current sands (B) – small fragment of the sequence.

1,2,3 – traction current deposits; 4 – intensive sheet flood deposition; 5 – isolated ripples connected with wave-activity.



fol. K. Brodzikowski, 1984

Fot. 45. Potworów 2. Dolny Śląsk. Osady paraglacilimniczne w obrębie form kemowych na przedpolu Sudetów.

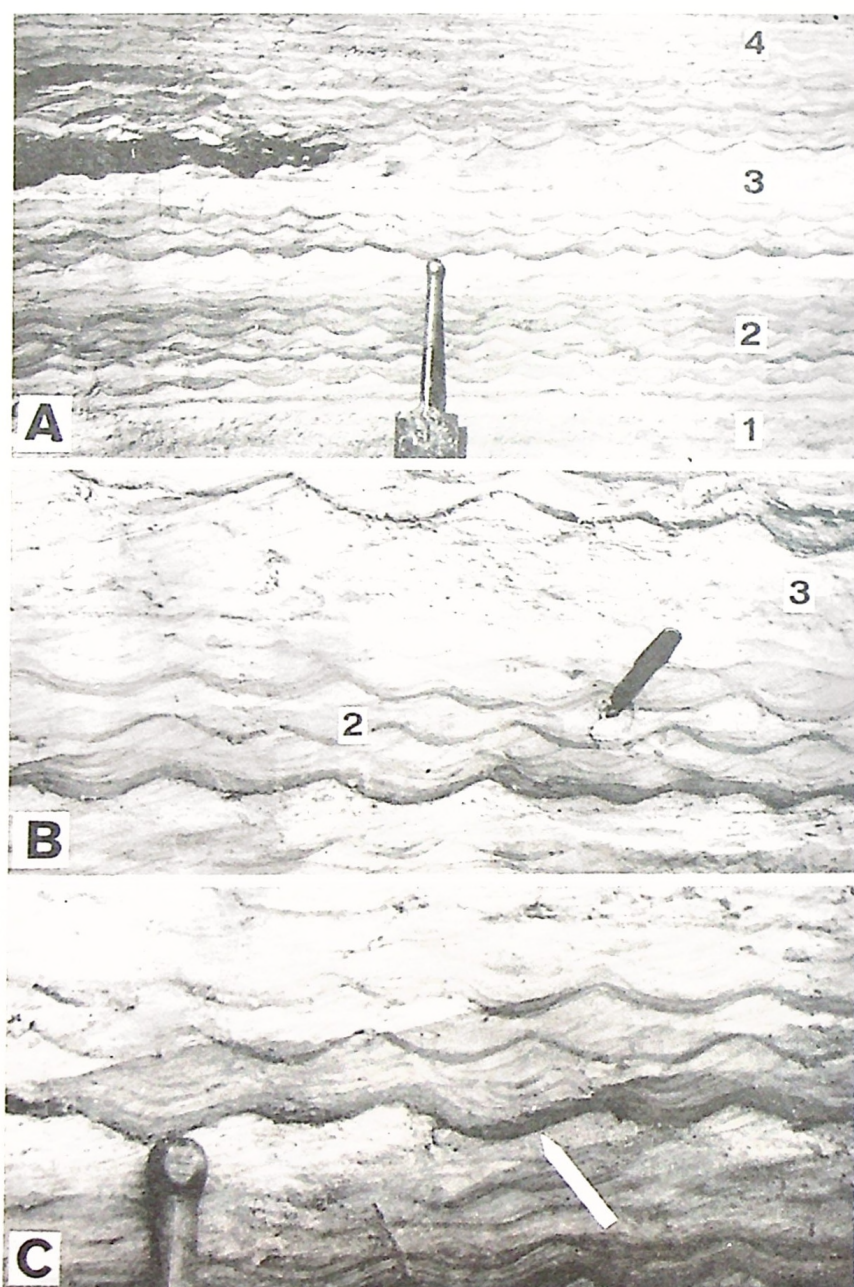
Sekwencja większego (A) i mniejszego zbiornika (B).

- A: 1 – żwirowe osady trakcyjne; 2 – płaski ripplemarkowe; 3 – osad parapelagiczny o normalnym uziarnieniu frakcyjnym; 4 – osad subakwalnego spływu dyluvicznego. B: 1 – spływ mulów płaszczystych; 2 – wielozestaw mikroskalowych warstwowań przekątnych o pokroju laminacji – efekt prądów trakcyjnych; 3 – płaski prądów trakcyjnych namyte z otoczenia; 4 – osad parapelagiczny.

Lower Silesia. Paraglacilacustrine deposits within kames in Sudetes Foreland.

Larger (A) and smaller (B) lake sequences.

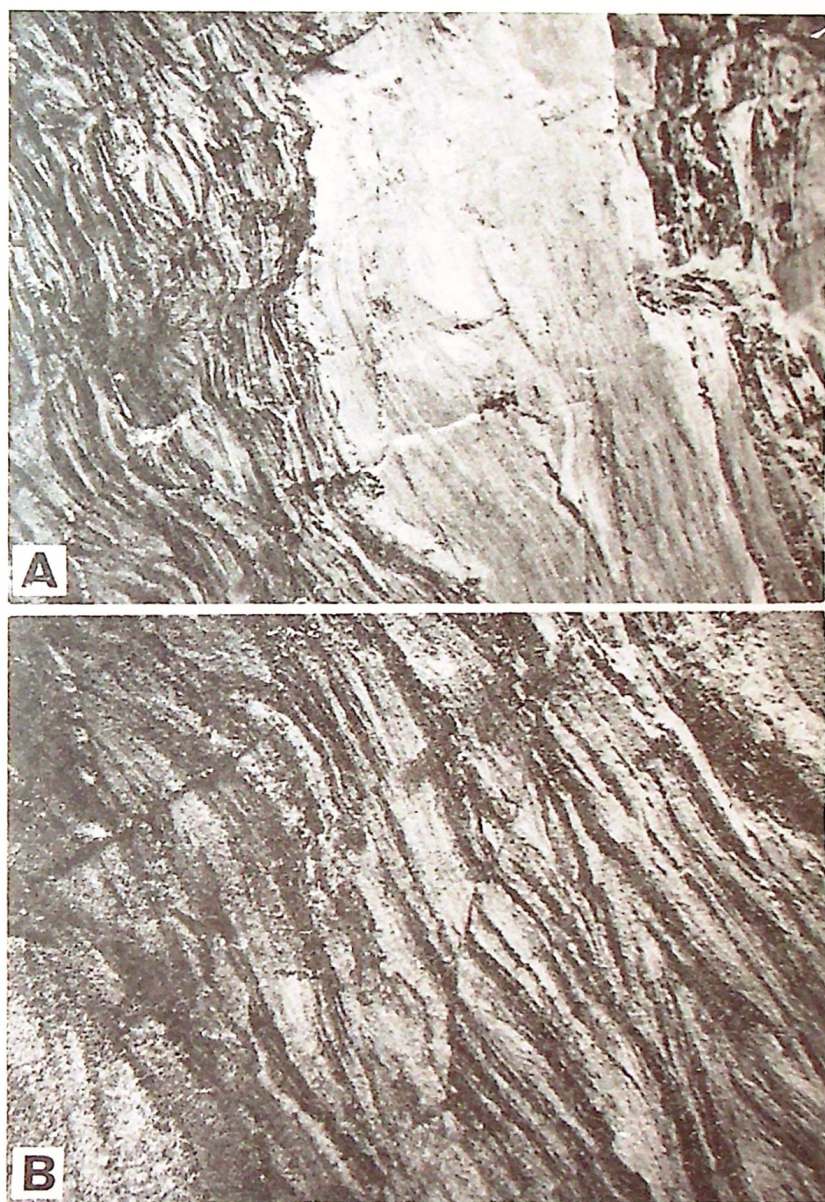
- A: 1 – gravelly traction current deposits; 2 – rippled sands; 3 – parapelagic sediment with normal graded bedding; 4 – microscale cross stratified coset which forms lamination, traction current effect; 3 – traction current sands from surrounding; 4 – parapelagic sediment.



fol. K. Brodziński 1972

Fot. 46. Konin Żagański. Wysoczyzna Żarska. Wypełnienie zbiornika paraglacjalimnicznego (A–C). Powtarzająca się sekwencja riplemarkowa 1, 2, 3, 4 charakteryzująca zmienne warunki przepływu.

Żary Upland. Infilling of paraglacilacustrine basin. Repeating ripped sequence 1, 2, 3, 4 show flow condition–changeability.



fol. K. Brodzikowski, 1971

Fot. 47. Grabowo. Wzgórza Twardogórskie. Paraglacilimniczne wypełnienie małego zagłębienia z okresu deglacjacji zlodowacenia warciańskiego (A,B).

Twardogóra Hills. Paraglacilacustrine infilling of small depression formed during deglaciation of the Wartanian ice sheet (A,B).

Genetyczna odmiana osadu	Ogólna charakterystyka litologiczna	Procesy sedimentacyjne główne współwystępujące
Subakwalne osady wrót lodowcowych	nagromadzenia żwirowo-głazowe, żwiry, diamiktyty	szybka depozycja wskutek zamrażania przesłony trakcyjnej, nagłego spadku energii przepływu (trakcja denną, napławianie, swobodne opadanie zawieszin)
Terminoglacjalne subakwalne osady spływowe	diamiktyty	spływy rumoszowe, błotne, spływy kohezyjne – trakcja (w stropie, prądy wsteczne)
Subakwalne osady korytowe	żwiry, piaski, rzadziej diamiktyty	trakcja denną, lawinowe staczanie, spływy kolizyjne, szybka depozycja wskutek zamrażania przesłony trakcyjnej (upłynnienia, spływ kohezyjny, napławianie, swobodne opadanie zawieszin)
Osady prądów trakcyjnych	piaski, muły piaszczyste, rzadziej żwiry	trakcja denną, spływy kolizyjne (opadanie swobodne zawieszin, napławianie)
Napławiane osady wytopiskowe	diamiktyty "drop stones", smugi piaszczyste	napławianie detrytusów glacialnych wytapiającego się z pływającego wódzie łobu lodowcowego, swobodne opadanie zawieszin "dumping" (grawitacyjna redepozycja <i>en mass</i> lub trakcyjna)
Osady zawieszin parapelagicznych	muły, iły, rzadziej drobne piaski wówczas pochodzenia eolicznego	swobodne opadanie zawieszin (redepozycja trakcyjna, rzadziej <i>en mass</i> , napławianie)
Osady lokalnej redepozycji epizodycznej	muły, rzadziej diamiktyty	swobodne, szybkie opadanie zawieszin – wzbudzonej czynnikami o charakterze katastroficznym
Osady subakwalnych spływów grawitacyjnych	sekwencje Boumy, diamiktyty, żwiry, piaski, muły	spływy kohezyjne, kolizyjne, upłynnienia, przepływy turbidytowe (trakcja denną, swobodne opadanie zawieszin, szybka depozycja poprzez zamrażanie przesłony trakcyjnej)
Osady osowisk subakwalnych	diamiktyty z porwakami osadów, kry, płyty deformacyjne, brekcje	osuwanie, ześlizgiwanie, rzadziej obrywanie (spływy kohezyjne, turbidytowe, upłynnienia, towarzysząca trakcja)
Subakwalne osady marginalne	diamiktyty, piaski, muły piaszczyste	procesy falowania, procesy pływowe, lawinowe staczanie, spływy grawitacyjne różnych typów, przemywanie (swobodne opadanie zawieszin, napławianie, osuwanie, ześlizgiwanie, przepływy korytowe)
Osady paraglacjalne	muły, piaski, diamiktyty, rzadziej żwiry i iły	wszystkie procesy występujące w zbiornikach wód stagnujących, a także w korytach o słabym przepływie

Symbol KODU	Przykłady	Objaśnienie znaczenia i zastosowanie
SYMBOLE KODU LITOFACJALNEGO		
B	BGm, BGm (litofacje głazowo-żwirowe)	Litofacja głazowa, osad o zdecydowanej dominacji frakcji większej od żwiru (osady wrót lodowcowych, niekiedy krewasowe, bruki erozyjne)
G	GBm, GSm, GSh, GSt, GSp (litofacje żwirowo-głazowe lub żwirowo-piaszczyste)	litofacja żwirowa, osad czysto żwirowy lub z dodatkiem innej frakcji, luźny (osady wrót lodowcowych, koryt subakwalnych, bardzo silnych proksymalnych prądów trąkcyjnych)
S	GSm, SGh..., Sm, Sh, Sl..., SFm, SFh..., (litofacje piaszczysto-żwirowe, piaszczyste lub piaszczysto-mułowe)	litofacja piaszczysta w dowolnych odmianach (osady korytowe, pozakorytowe, marginalne, prądów trąkcyjnych, rzadziej zawieszinowe)
F	FSm, FSh..., Fm, Fh (litofacje drobnofrakcyjne lub z domieszką piasków)	litofacje mułowe, mułowo-ilaste, a także mułowo-piaszczyste (osady parapelagiczne, prądów trąkcyjnych, napławiane, redepozycji epizodycznej, górne ogniwa sekwencji turbidytowych, diagnostyczne dla wód stagnujących)
D	Dmm, Dmc... (litofacje diamiktyczne)	litofacje diamiktyczne gliny wszelkich odmian (redepozycja, trąkcia denną, napławianie, subakwalne wytapianie, spływy grawitacyjne, osuwiska, nagła depozycja z zamrożenia przesłony trąkcyjnej, itp.)
t	Gt, SQt, St (warstwowanie rynnowe)	litofacje żwirowe i piaszczyste o warstwowaniu przekątnym w zestawach rynnowych dużej i średniej skali wszystkich typów poza izolowanymi wypełnieniami
p	Sp, Gp (warstwowanie tabularne)	litofacje żwirowe i piaszczyste o warstwowaniu przekątnym w zestawach tabularnych plauarnych dużej i średniej skali
l	Sl, SGl... (warstwowanie niskokątowe)	litofacje żwirowe lub piaszczyste o warstwowaniu przekątnym, niskokątowym górnego ustroju przepływu
i	Si, GSi, SGI (warstwowanie nachylone)	litofacje piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu foresetowym – odpowiadające złożonym pakietom tworzącym w procesie lawinowego osypywania ziaren na środkowym członie delt. Tylko w odniesieniu do delt, zaś ze strukturalnym indeksem c do odsypów meandrowych
h	Gh, Sh, Fh (warstwowanie poziome, laminacyjne)	dowolne litologicznie osady o warstwowaniu poziomym, górne i dolne płaskie dno lub laminacji wskutek depozycji paralelagicznej
s	SS, SCs (warstwowanie wypełniające)	litofacje piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe o przekątnym, zwykle rynnowym warstwowaniu wypełniającym pojedyncze rynny, wśród innych typów struktur
r	Sr, SFr, FSR (warstwowanie riplemarkowe)	litofacje piaszczyste i piaszczysto-mułowe o warstwowaniu riplemarkowym A, B, S wszystkich typów
c	Sc, SGc, SGI (warstwowanie złożone)	litofacje piaszczyste, żwirowe, rzadziej drobnofrakcyjne o warstwowaniach złożonych, tj. nie dających się opisać wyłącznie jednym z przedstawionych tu symboli
	Dmc (tło grubofrakcyjne diamiktytu)	w diamiktytach oznacza dominację gruboziarnistych klastów nad osadem drobnofrakcyjnym
g	Sg, Gg (uziarnienie frakcyjne)	litofacje zbudowane z lamin warstw o uziarnieniu frakcyjnym
m	Sm, BGm, Gm, Fm... (struktura masywna)	dowolne litologicznie osady o strukturze masywnej homogenicznej, najczęściej w grubofrakcyjnych, diamiktycznych i drobnofrakcyjnych osadach, spływy grawitacyjne, depozycja paralelagiczna, napławianie
	Dmm (drobnofrakcyjne tło diamiktytu)	w diamiktytach dodatkowo oznacza drobnofrakcyjne tło, w podwojonym kodzie mm
w	FSw, SFw (warstwowanie falowe soczewkowane)	osady drobnofrakcyjne o warstwowaniu falowym lub soczewkowatym związanym z pływami lub falowaniem. Odmiany smużyste można wyróżniać symbolem f

Cechy litofacyjne i interpretacja subakwalnych osadów korytowych oraz osadów prądów trakcyjnych w profilu zbiornika glaciolimnicznego (podsumowanie wyników badań autora oraz materiałów z cytowanej literatury).

Strefa zbiornika	Stopień koncentracji i charakter przepływu	Ustrój prądu	Zespoły litofacyjne	Charakterystyka opisowa	Uwagi interpretacyjne
Strefa wód lodowcowych	złokalizowany, przechodzący w rozproszony	górny	Dm, Dm, BGm, Gm, Gm z lokalnym smugowaniem	Osady diamiktyczne o uziarnieniu uwarunkowanym litologią dostawy. Lokalne struktury kierunkowe, rozciągające się na gromadzenia głazów	Szybka depozycja w chwili spadku energii przepływu. Smugi powstają jako laminacja deformacyjna. Analogie do spływów rumoszowych
	silnie złokalizowany, korytowy, maksimum powodzi	górny	GBm, Gm, Gh, GSm, GSh, Gl, DSl, rzadziej Gt, GSt	Litofacje zwirowe w przewadze poziomo lub niskokatowe warstwowe. Sporadycznie izolowane, wypełniające zastawy rynnowe z brukiem w spagu	Spływy rumoszowe przechodzące w trącję i saltację. Górne płaskie dno oraz antywydm. Lokalne rynnowe rozciągają się naychmiast zapelniane
	korytowy, zanikający	dolna część górnego do dolnego	Gp, GSp, GSh, Sh → Sp ponadto GSG	Formowanie odsypów, warstwowania przekątne tabularne. Maksymalna skala zestawów w spagu – malejących ku stropowi. Cykle o drobnieliwym ku górze ziarnie	Opadająca fala powodziowa, przechodzenie od górnego do dolnego ustroju przepływu, strop cykli zdominowany przez płaski – mikrodelty; w podstawie laminę przepływów kolizyjnych
	warstwowy, rozproszony, maksimum powodzi	górny	Gh, GSh, czasami lokalnie GSl, GSG	Stoła miąższość lamin, poziome lub niskokatowe warstwowanie, normalne, czasem odwrócone uziarnienie frakcyjne	Faza mielenia górnego ustroju przepływu przechodząca w trącję (na skłonach lawinowe staczanie ziaren, laminę przepływów kolizyjnych)
	warstwowy, zanikający	dolna część górnego do dolnego	GSh → GSp, Sh → Sp, czasami Sg	Cienienie lamin w zestawach, szerokie rozpręszczenie niezbyt grubych zestawów, drobnienie ziarna ku stropowi. Uziarnienie frakcyjne rzadkie	Zanikająca fala powodziowa, słabnące prądy. Szybka akumulacja mikrodelty; w etapie końcowym nałożenie riplemarków i zanik prądu
Strefa środkowego stożka	linijny, zanikający	dolny	Sp → Sr → Sh, Sp → Sh	Zmniejszenie zestawów, cienienie lamin, dominacja malej skali zestawów tabularnych przechodzących w warstwowanie – nie poziome	Zanikająca trącja w kierunku dolnego płaskiego dna. Wzrost udziału depozycji parapelagicznej w okresach spokoju
	korytowy, strumieniowy	górny	Gm, Gg w podstawie, Gl, GSh → SGL, SSh	Wyraźny kompleks spagowy, masywny lub zimbrykowany. Częste odwrócone uziarnienie frakcyjne oraz warstwowanie niskokatowe. Dominacja warstwowań poziomych	Przepływ całym korytem, burzliwy, szybka depozycja elementów największych; częste przepływy kolizyjne. Przyspieszenia i zwolnienia prądu wyrażone przejściem SCh – SGL – SCh
	korytowy, zanikający	górny do dolnego	SCh → SSp, Sh → Sp, Sp → Sr → Sh	Lak wyżej o wyraźnym drobnieliwym ziarnie ku górze i zmniejszeniu zestawów. Dominacja zestawów przekątnego warstwowania tabularnego przechodzącego w riplemarki oraz poziomą laminację	Opadanie fali. Sedymентация odsypowa, mikrodeltowa. Słabnięcie prądu wyrażone nałożeniem riplemarków przechodzących w laminację dolnego płaskiego dna
	pozakorytowy, maksimum powodzi	górny do górnej części dolnego	SGL, SSh, Sh → Sp, Sp → Sh → Sr → Sh	Duże mikrodelty na brzegach koryt, wycięte w nich rynny szybko wypełniane, tworzące u wylotu stożki z wielozestawów Sh → Sp → Sdystalnie przechodzących w riplemarki	Depozycja szybka wałów brzegowych, wycinanie krawas i depozycja stożków krawasowych przechodzących w akumulację trakcyjną równi zalewowej. Słabnięcie prądu w miarę oddalania się od koryta
	pozakorytowy, zanikający linijny i rozproszony	dolny	Sr, Sh przechodzący w Fh, Fm	Warstwowanie riplemarkowe różnych odmian przechodzące w poziomą laminację. Cykle o wyraźnym drobnieliwym ku górze ziarnie	Zanikająca trącja w kierunku dolnego płaskiego dna oraz swobodnej depozycji zawieszinowej pod koniec cyklu
Strefa dolnego stożka	warstwowy, maksimum powodzi	górny	Sl, Sh, Sg	Piaszczyste zestawy niskokatowe lub poziomo warstwowane, struktury wsteczne, odwrócone uziarnienie frakcyjne ładne bardzo rzadkie	Faza mielenia – górne płaskie dno i rzadziej antywydmowa, prądy wsteczne nakładające struktury, przepływy warstwowe o charakterze kolizyjnym
	strumieniowy, rozproszony, maksimum powodzi	górny	Sl, Sh → Sp sporadycznie Ss oraz Sg	Lak wyżej, przy lokalnych zawirowaniach małe odsypy mikrodeltowe z włożonymi warstwowaniami wypełniającymi. Dominuje laminacja pozioma	Przepływy powolne lecz w drobnych frakcjach odpowiadające górnemu ustrojowi przepływu, depozycja i rozciąganie małych odsypów. Włoczenie ziaren czasami przepływ warstwowy kolizyjny
	warstwowy, maksimum powodzi	górny	Sh, Sg, lokalnie izolowane Sl	Lak wyżej – wyraźnie większy zasięg depozycji. Zwykle cenniejsze ogniwa depozycyjne. Warstwowania przekątne tabularne bardzo rzadkie	Lak wyżej na obszarach płaskich. Zwykle brak form odsypowych
	rozproszony do linijnego, zanikający	górny do dolnego	Sp → Sh → Sr, Sp → Sr → Sh, SFr → SSh i dalej w Fm → Fm	Ogromne zróżnicowanie strukturalne przy piaszczysto-mułowej litologii. Cykle o drobnieliwym ku górze ziarnie. Riplemarki wstępujące wielu odmian. Wąchlazowe rozpręszczenie. Przykrycie osadami mułowymi o strukturze laminowanej przechodzącej w masywną	Sedymентация szybka, agraacyjna. Duży udział swobodnego opadania zawieszin przerzbianych prądem przy dnie. Typowe stożki prodeltowe. Drobnienie ziarna ku stropowi, świadczące o nagłym wyhamowaniu przepływu. Dystalnie rosnący zasięg i cienienie ogniwa
	linijny do rozproszonego i warstwowanego – maksimum przepływu, korytowy?	górny	Sh, Sr wszystkich odmian oraz Sg	Duże zróżnicowanie struktur w obrębie płasków. Dominacja riplemarków. Odwrócone uziarnienie frakcyjne w płaskach poziomo warstwowanych. Bardzo mała miąższość ogniwa	Prądy samodzielne lub towarzyszące dystalnym turbidytom. Duża zmienność warunków; względnie małe tempo depozycji. Duży udział dostawy parapelagicznej prądem przerzbianej przy dnie
Strefa dystalna równiny	zanikający rozproszony do linijnego, korytowy i pozakorytowy	dolny	Sr → SSh, SSh → FSh, przechodzące w Fh → Fm występowanie struktur izolowanych	Zanikające struktury riplemarkowe, dominacja laminacji poziomej wszelkich odmian. Lokalnie izolowane bardzo drobne riplemarki o dużej długości falowej. Drobnienie ziarna ku stropowi i przejście w struktury masywne	Zanikająca trącja denna. Powolne włoczenie ziaren i prądem przerzbianą dużej dostawy parapelagicznej, zanikająca w stropie sekwencji
	słabo złokalizowany występujący obniżenia lub rynny stare, zwykle nie erozyjnej genezy	górny	SSh → FSh, rzadziej Sr lub Sh spotykane SFr	Drobnofrakcyjne osady głównie poziomo laminowane. Nieznaczne drobnienie ziarna ku górze. Duża ciągłość lamin. Złożone struktury riplemarkowe	Słabe przepływy, mała dostawa trącyjna, głównie prądem przerzbianą osadów opadających z zawiesziny. Izolowane poprzeczne mikroskalowe odsypy
	rozproszony, lokalny	dolna część górnego i dolny	SFr – izolowane rzadko Sr, Sh sporadycznie, SSh → FSh, FSh → Fh → Fm	Głównie poziomo laminowane litofacje mułowe, rzadziej mułowo-piaszczyste. Izolowane struktury riplemarkowe, proste i złożone – drobnienie ziarna ku górze sekwencji, do masywnych mułów	Głównie dostawa parapelagiczna i lokalna redepozycja trakcyjna. Słabnąca ku stropowi sekwencji przerzbianą prądem opadającą zawiesziny. Przy zawirowaniach powodowych mikrorzeczba dna powstają izolowane złożone struktury riplemarkowe
Strefa marginalna równiny dennej	analogicznie jak w strefie dystalnej równiny dennej, przy czym odwrotny kierunek zasilania i dostawy				Głównie dostawa parapelagiczna i lokalna redepozycja trakcyjna. Słabnąca ku stropowi sekwencji przerzbianą prądem opadającą zawiesziny. Przy zawirowaniach powodowych mikrorzeczba dna powstają izolowane złożone struktury riplemarkowe
Strefa marginalnego skłonu zbiornika	słabo złokalizowany, wywołany czynnikami grawitacyjnymi i uwarunkowany rzeźbą skłonu	górny do dolnego	Sl, Scl → Sr, SFr → SSh lokalnie Sg zespoły wypełniające nierówności skłonu	Cienienie płaty o złożonych warstwowaniach nachylonych u podstawy lub na załamaniach stołu przechodzące w riplemarki (czasem wysiępiące). Spotykane odwrócone uziarnienie frakcyjne. Osad gromadzi się w wąskościach stołu, wypełniając je	Depozycja poprzez lawinowe staczanie ziaren, niekiedy przechodząca spływ kolizyjny, daleki czasami kolizyjny lub turbidyt. Silna akretacja w miejscach odwróconych uziarnień – ciał prądu. Dostawa trącyjna, wszystkie procesy zdeterminowane czynnikiem grawitacyjnym
	rozproszony, prądy pływowe i falowe	górny do dolnego	zestawy HCS Si (Sg) Sr → SFr, SFr → FSh, wc wszystkich układach (rzadziej Sh)	Zestawy warstwowań kopułowych, przekątnych u podstawy falowania, warstwowania smutyste i falowe, często źródłowanie litofacyjne. Warstwowanie nachylone i riplemarkowe. Odwrócone uziarnienie frakcyjne	Uplynnienie, zminy, przesypywanie u podstawy falowania – dostawa z dogradacji skłonu i wybrzeża. Prądy walczone, osypywanie lawinowe. Dominującym czynnikiem trakcyjnego poruszania ziaren jest filtracja wody w osadzie spowodowana pionową migracją wstępującą skutkiem pływów i falowania w warunkach niedostatecznej równowagi grawitacyjnej

STOŻEK PROKSYMALNY

STOŻEK DYSTALNY

RÓWNIINA DENNA

SKŁON (STOK) MARGINALNY

Reprezentatywne wartości **prędkości** depozycji parapelagicznej i z napławiania w różnych glaciomorskich oraz uwarunkowanych glaciogenicznie morskich środowisk.
T – ciepły ustrój termiczny podłoża lodu, F – zimny ustrój termiczny podłoża lodu. Dla porównania tempo depozycji glin typu lodgement osiąga lokalnie 30 m/1000 lat
(N. Eyles, Menzies 1983).

Tabela 4

Lokalizacja		Ustrój termiczny lodu	Wiek	Litologia	Tempo depozycji/100 lat	Literatura źródłowa
Zatoka	przybrzeżna	T	współczesny	muł/diamikt/piasek	3750 m	Molnia 1979
Alaska Szelf kontynentalny	szelf wewnętrzny, proksymalny, do czoła lodu pływającego	T	0,01 Ma	muł/diamikt	35 m	Molnia and Carlson 1978
	szelf zewnętrzny	T	0,01 Ma	muł/diamikt	2–3 m	Molnia and Carlson 1978
	szelf zewnętrzny	T	2 Ma	muł/diamikt/piasek	1 m	Plafker and Addicott 1976
Fiord	Alaska – proksymalny do czoła lodu pływającego	T	współczesny	muł/diamikt	4410 m	Powell 1981
	Spitsbergen – proksymalny do czoła lodu pływającego	T	współczesny	muł/diamikt	1000 m	Elverhoi et al. 1983
	Alaska – proksymalny do strefy delty u czoła fiordu	T	współczesny	muł	1000 m	Hoskin and Burrell 1972
	Nowa Zelandia – środkowa część fiordu	T	współczesny	pylasty piasek	0,84–430 m	Glasby 1978
	Norwegia – środkowa część fiordu	T	współczesny	muł	0,60–2,55 m	Richards 1976
	Spitsbergen – zewnętrzna część fiordu	T	0,08 Ma	muł	0,10–2,00 m	Elverhoi et al. 1985
Antarktyda szelf kontynentalny i górny skłon oceaniczny	zewnętrzny szelf i górny skłon	F	współczesny	muł/diamikt	2–7 cm	Orheim and Elverhoi 1981
	zewnętrzny szelf i górny skłon	F	0,035 Ma	muł/diamikt	2–5 cm	Elverhoi and Roaldest 1983
	wewnętrzny szelf	T	25–5 Ma	muł/diamikt	4 cm	Barrett 1975
	szelf wewnętrzny w sąsiedztwie lodu szelfowego	F	5 Ma	muł/diamikt	1 cm	Barrett 1975
	szelf wewnętrzny w sąsiedztwie lodu szelfowego	F	współczesny	muł/diamikt	1 cm	Orheim and Elverhoi 1981
Równina abysalna	Ocean arktyczny Kanada	F	5,26 Ma	muł/diamikt	0,50–1,14 mm	Clark et al. 1980
	Ocean Pacyfik Alaska	T	0,6 Ma	muł/diamikt	40 mm	Piper et al. 1973
Rowy	Aleuty	T	0,6 Ma	muł/diamikt	3,5 m	Piper et al. 1973 Von Huene and Kulm 1973

Genetic types of glaciallacustrine deposits and their depositional processes

Table 1

Genetic type of the deposit	General lithological characteristics	Main depositional processes other depositional processes
Subaqueous tunnel-mouth deposits	coarse grained units, built of boulders gravels and diamicts, sometimes sand in distal tunnel mouths	Fast, sudden deposition due to decrease of flow energy, often as freezing of traction carpet bottom traction, ice rafting, settling down from suspension
Terminoglacial subaqueous mass-flow deposits	diamicts	Debris flow, mud flow, typical cohesive flowage traction, back flow in top of sequences
Subaqueous channel deposits	gravels, sands, sometimes diamicts	Bottom traction, avallanching, collision flows, fast deposition due to freezing of traction carpet liquidization, cohesive flow, ice rafting, settling down from suspension
Traction current deposits	sands, silty sands, sometimes gravels	Bottom traction, collision flows settling down from suspension, ice rafting
Ice rafted deposits I.R.D.	diamicts drop stones, sandy shadows	Ice rafting of glacial debris from floating glacial ice due to undermelting, settling down from suspension, dumping gravity redeposition, traction
Parapelagic deposits	mud, clay sometimes silty sands from aeolian input	Settling down from suspension tractional redeposition, sometimes en mass, ice rafting
Deposits of local episodal redeposition	mud, sometimes diamicts	Fast settling down from suspension induced by sudden catastrophe agents
Subaqueous gravity mass-flow deposits	Bouma sequences, diamicts, graded sands and gravels	Cohesive, collisional, liquidized and turbiditic flows traction, shearing in base, settling down from suspension, fast deposition due to freezing of traction carpet
Subaqueous slump deposits	diamicts with rafts and deformation slabs, breccias	Sliding, slumping all of the types debris flow, turbidites liquidization, surface traction and back flow
Subaqueous lake-margin deposits	diamicts, sands, sandy muds	Wave action, tidal action, avallanching, subaqueous gravity mass flows all of the types, winnowing settling down from suspension, ice rafting, slumping, sliding, channelized flow occasionally
Paraglacilacustrine deposits	mud, sand, diamict, sometimes fine gravels	All of processes which act within lacustrine basins, as well as in low energy deep channels

CODE	Examples	Explanation and application
LITHOLOGICAL CODING	B BGm, GBm boulder-gravelly lithofacies	The sedimen in which most of particles are larger than gravels tunnel mouth deposits, crevasse deposits, erosional pavements.
	G GBm, GSm, GSh, GSt, GSp boulder-gravelly and gravel-sandy lithofacies	Gravell cobble lithofacies tunnel mouth deposits, subaqueous channel deposits, subaqueous fans, locally subaqueous mass transport deposits - subaqueous mass-flow deposits.
	S SGm, SGh..., Sm, Sh, Sl..., Sfm, SFh..., sand-gravelly, sandy, fine sandy lithofacies with mud admixture	Wide group of sandy lithofacies with coarser of finer grain admixture. Often within subaqueous channel deposits, subaqueous overbank deposits, marginal deposits, traction current deposits, occasionally within suspension current deposits of parapelagic character, turbidites B and D units.
	F FSm, FSh..., Fm, Fh..., fine grained lithofacies sometimes with sand admixture	Muddy, clayey and sand-muddy sediments. Parapelagic deposits; traction current deposits; rain out deposits, upper units of turbidite sequence, diagnostic for stagnant water.
	D Dmm, Dmc, diamictic lithofacies	All types of diamicts redeposition, traction, ice-rafting, under melting, subaqueous mass flow deposits, subaqueous slump deposits, sudden settling down of traction carpet.
STRUCTURAL CODING	t Qt, SGt, St, through cross stratification	Medium and large scale trough cross stratified sets in sands and gravels. All of the types excluding scour and fill structures.
	p Sp, Gp..., planar cross stratification	Sandy and gravelly lithofacies showing tabular (planar) cross stratified units of medium and large scale. Microdeltaic stratification foreset bedding.
	l Sl, SCl..., low angle stratification	Sands and gravels showing low angle cross stratified units which indicate upper flow regime tunnel mouth deposits, occasionally channel fill.
	i Si, GSi, SCl, inclined stratification	Sands and gravels forming large scale foreset bedding-deltaic foresets produced due to avallanching along subaqueous slope. Only applied to deltas. Complex point bar units may be code Sci, SGci where c is additional structural index see below.
	h Gh, Sh, Fh, horizontal stratification	Horizontal stratification or lamination in all of lithologies. Both upper and lower flow regimes traction current and parapelagic deposits, channel deposits.
	s Ss, SGs scour and fill structures	Isolated scours filled by through cross sets usually sandy or gravelly in between other sedimentary structures upper fan, subaqueous overbank deposits.
	r Sr, Sfr, Fsr, ripples	All types of ripple drift stratification A, B, S. Traction current deposits, turbidites, generally waning flow deposits, high aggradation rate.
	c Sc, SGc, Sci complex stratification	Sandy, gravelly lithofacies built of complex stratified units they can be fully explained using one of the other symbols proposed.
	g Dmc clast supporting Sg, Gg, graded bedding	In relation to diamicts indicate clast supporting.
		All types of graded bedding within beds or laminae.
w	m Sm, BGm, Gm, Fm massive structure	All or lithologies showing massive homogeneous stratification structure. Most often in coarse grained and fine grained deposits. Subaqueous mass flow deposits, parapelagic deposits, ice rafted deposits.
	Dmm matrix supporting	In relation to diamicts only indicates matrix supporting, typical for all those diamicts generally poor in boulders and gravels.
	Sfw, FSw, wavy, lenticular and flaser stratification	Fine grained deposits showing the structure connected with ripples and different lamination types. Sometimes lenticular stratification may be coded by l and flaser stratification by f. In this case w is applied to wavy bedding only.

Lithofacies characteristics and interpretation of subaqueous channel and traction current deposits along idealized section through glaciolacustrine basin.
Summary of results based on own outcrop studies as well as on many sources presented in reference list.

Zone of the lake	Flow pattern and tendency	Flow regime	Lithofacies	Descriptive characteristics of lithofacies development	Interpretational remarks
PROXIMAL FAN	Subaqueous tunnel mouth	upper	Dmc, Dm, BGm, GBm, Gm, GSm with local sandy shadows	Diamicts. Grain size distribution dependant upon input lithology. Local directional structures and imbrication; gravelly and boulder bodies, sand shadows etc.	Fast deposition due to lapsing of flow energy. Shadows are the result of deformational lamination. Analogies with debris flow
	Subaqueous upper fan	upper	GBm, Gm, Gh, GSm, GSh, Gt, GSl, occasionally Gt, GSt	Gravelly lithofacies mainly. Low angle cross or horizontal stratification dominate. Locally scours filled by coarsegrains near the base, imbrication occasionally	Debris flows passing into traction even saltation. Upper plane bed and antidunes; local scours are immediately filled up
	channelized waning flow	lower part of upper up to lower	Gp, GSp, GSh, Sh, Sp additionally GSG	Bar formation: tabular cross stratification dominates. Maximal scale of sets near to the bottom. Sets are fining upward. Fining upward cycles	Lapsing of flood. Passing from the upper to lower flow regime. Top of cycles are dominated by microdeltas. Collision flow laminae usually near to the base
	sheet flow, dispersed, maximum of flood	upper	Gh, GSh locally GSl, GSG	Continuous thickness of units, horizontal or low angle cross stratification, usually normal, occasionally reversed graded bedding	Upper plane bed conditions, traction currents, Avallanching on slopes. Occasionally grain flow units
	sheet flow with waning tendency	lower part of upper up to lower	GSh → GSp Sh → Sp occasionally Sg	Wide extent of laminae. Medium to small thickness of units. Thinning of laminae upward, fining upward sequences. Graded bedding rare	Decreasing flow energy. Fast microdeltaic deposition and bars migration. Finally superimposed ripples and complete waning of flow
	channelized, braided with waning tendency	lower	Sp → Sr → Sh Sp → Sh	Thinning of units upward, small scale tabular sets dominate, passing into horizontal stratification	Waning traction passing into lower plain bed. The role of suspension fall increases during traction disappearance
	channelized stream flow	upper	Gm, Gg in the base Gt, GSS → SGL, SSh	Distinct basal complex built of massive or imbricated gravels. Reversed graded bedding and low angle cross stratification dominates	Full channel flow, turbulence. Fast deposition of heaviest grains. Often grain flow units. Increase and decrease of flow are indicated by associations SSh SGL SSh
	channelized with waning tendency	upper to lower	GSh → GSp Sh → Sp Sp → Sr → Sh	Fining upward sequences and thinning of units. Tabular cross stratification passing into ripples dominate. Finally horizontal lamination appears in the upper part of sequences	Lapsing of flood; deposition of bars built of microdeltas. Waning of flow is indicated by association Sr Sh where Sh represents lower plane bed conditions
	overbank dispersed maximum of flood	upper to upper part of	SGL, Sc Sh → Sp Sp → Sh → Sr → Sh	Microdeltaic levees with scours filled by trough sets, typical bars built of Sh Sp units formed in front of troughs. The upper most part of sequences are formed by ripples	Fast deposition of subaqueous levees; formation of crevasse-ses with crevasse splay deposits in front of them, passing into traction current sands. Waning of flow with increase of distance from the channel
	overbank waning flow channelized and dispersed	lower	Sr Sh passing into Fh, Fm	Ripple drift stratification passing into horizontal lamination and massive structure. Distally fining upward cycles	Waning traction currents from rippled to lower plane bed conditions and to suspension fall down
DISTAL FAN	sheet flow maximum of flood	upper	Sl, Sh, Sg	Sandy low angled or horizontally stratified sands, back flow, reversed graded bedding within single laminae	Upper plane bed conditions, sometimes antidune, grain flow and back current ripples
	stream flow dispersed maximum of flood	upper	Sl, Sh → Sp occasionally Ss and Sg	Partly as above; small microdeltas caused by local swirls. Cut and fill structures. Horizontal stratification generally dominates	Upper flow regime conditions sometimes passing into upper part of lower flow regime. Intensive deposition and scouring of surfaces. Locally grain flow laminae appear
	sheet flow maximum of flood	upper	Sh, Sg locally isolated Sl	Partly as above but in larger areas. Depositional units are thinner. Tabular sets appear only occasionally	As above but over flat, plane areas. Usually lack of bars
	dispersed to channelized liner waning flow	upper to lower	Sp → Sh → Sr Sp → Sr → Sh passing into SFr → SSh and into Fh → Fm	Very large structural differentiation in fine grained lithologies. Fining upward cycles. Climbing ripples of many types. Fan-like distribution. Covering by muddy drapes. Muds are laminated passing into massive	Fast aggradational deposition suspension fall-out plays an important role. Tractional rework along the bottom. Decreasing flow energy marked by fining upward cycles. Distally increasing extend and thinning of units
	linear to dispersed and to sheet like flow maximum of flow within channel?	upper	Sh, Sr all of possible types and Sg	Large differentiation of structure within sandy lithologies. Ripples dominate. Reversed grading in horizontally stratified sands. Very small thickness of units	Independent currents or connected with distal turbidities. Large conditions differentiation. Slow deposition, large role of parapelegic accumulation with current rework along the bottom.
	waning flow dispersed to channelized linear channel and overbank	lower	Sr → SFr SFr → FSh passing into Fh → Fm isolated structure appear	Disappearing ripples, horizontal lamination all of the types dominate. Locally isolated very small ripples with large wavelength. Fining upward with passing into massive structure	Waning flow conditions. Slow traction and weak tractional redeposition along the bottom. Distinct role of parapelegic deposition current structures disappear in the upper part of sequences.
	weakly concentrated flow pattern determined by, usually non erosive relief	upper	SFr → FFr occasionally Sr or Sh sometimes SFr	Fine grained, mainly horizontally laminated deposits. Slightly fining upward sequences. Complex ripples	Low energy of flow. Small tractional input. Mainly rework of parapelegic suspension along the bottom. Isolated, micro-scale transverse bars appear occasionally
	dispersed sheet-like lobal	lower part of upper and lower	isolated SFr sometimes Sr sporadic Sh SFr → FSh FSh → Fh → Fm	Mainly mud with horizontal lamination. Sometimes sand admixtures. Isolated ripples simple and complex. Massive mud in the upper most part of fining upward sequences	Mainly parapelegic deposition and local tractional redeposition, disappearing upward. When local swirls appear, due to bottom relief, some isolated small scale bars may form. They are built of complex ripples usually
	full analogy with distal lake-bottom plane, with opposite input direction			as above	as above
	induced by gravity agents and slope relief usually dispersed	upper to lower	Sl, Scl → Sr Sr, SFr → SSh locally Sg tendency to fill depressions of	Thin sheets with complex inclined stratification, passing into aggradational ripples in the slope base or below steep scarps. Sometimes graded bedding appears. Deposition usually fill all of surface depressions	Deposition by avallanching passing sometimes into grain flow, later occasionally into debris flow or turbidite. Distinct aggradation below steepnesses along slope. Tractional input. All of processes determined by relief of slope gravity
LAKE-BOTTOM PLANE	dispersed tidal and wave currents	upper to lower	HCS Si (Sg) Sr → SFr, SFr → FSw in all possible patterns occasionally Sh	Hummocky cross stratification connected with storm-wave base; flaser and wavy bedding locally lense shaped structures especially in weakly inclined parts of slope. Large lithofacies differentiation. Inclined and rippled stratification, as well as grading relatively common	Liquefaction, wash-out, storm induced agents HCS. Degradation of subaqueous slope, and lake shore are the main sources of material. Traction is dominant transporting agent. Water filtration through sediment induced by wave action and tides cause continuous gravitational instability within the sediment
LAKE-BOTTOM PLANE					

Representative deposition rates from suspension and ice-rafting in different glaciomarine and glacially-influenced marine settings. T=thawed base glacier, F=frozen.
For comparison, deposition rates of lodgement till may locally reach 30 m/ka (N. Eyles and Menzies, 1983).

Table 4

Settings		Thermal regime of glacial source	Age	Lithology	Rate/Ka	References ¹
Gulf of Alaska: continental shelf	coastal embayments	T	modern	mud/diamict/sand	3750 m	Molnia 1979
	inner shelf proximal to tidewater ice margins	T	0.01 Ma	mud/diamict	35 m	Molnia and Carlson 1978
	outer shelf	T	0.01 Ma	mud/diamict	2-3 m	Molnia and Carlson 1978
	outer shelf	T	2 Ma	mud/diamict/ sand	1 m	Plafker and Addicott 1976
Fiord	Alaskan; proximal to tidewater ice margin	T	modern	mud/diamict/	4410 m	Powell 1981
	Spitsbergen; proximal to tidewater ice margin	T	modern	mud/diamict/	1000 m	Elverhoi et al., 1983
	Alaskan; proximal to fiord-head delta	T	modern	mud	1000 m	Hoskin and Burrell 1972
	New Zealand; mid fiord	T	modern	silty-sand	0.84-4.30 m	Glasby 1978
	Norway; mid-fiord	T	modern	mud	0.60-2.55 m	Richards 1978
	Spitsbergen; outer fiord	T	0.08 Ma	mud	0.10-2.00 m	Elverhoi et al., 1983
Antarctica: continental shelf and upper slope	outer shelf and upper slope	F	modern	mud/diamict	2-7 cm	Orheim and Elverhoi 1981
	outer shelf and upper slope	F	0.035 Ma	mud/diamict	2-5 cm	Elverhoi and Roaldest 1983
	inner shelf	T	25-5 Ma	mud/diamict	4 cm	Barrett 1975
	sediment-starved inner shelf adjacent to ice shelf	F	5 Ma	mud/diamict	1 cm	Barrett 1975
	sediment-starved inner shelf adjacent to ice shelf	F	modern	mud/diamict	1 cm	Orheim and Elverhoi 1981
Abyssal plain	Arctic Ocean Canadian	F	5.26 Ma	mud/diamict	0.50-1.14 mm	Clark et al., 1980
	Pacific Ocean Alaskan	T	0.6 Ma	mud/diamict	40 mm	Piper et al., 1973
Trench	Aleutian	T	0.6 Ma	mud/sand	3.5 m	Piper et al., 1973 Von Huene and Kulm 1973

(after: Eyles C.H. et al. 1985. tab. 1. p. 21)