

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
ZAKŁAD NAUK GEOLOGICZNYCH

STUDIA GEOLOGICA
POLONICA

Vol. LXII

WARSZAWA 1979

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

REDAKTOR (EDITOR)
prof. dr Stefan Zbigniew Różycki
członek rzeczywisty PAN

SEKRETARZ NAUKOWY (SECRETARY)
prof. dr hab. Ryszard Gradziński

KOMITET REDAKCYJNY (EDITORIAL COMMITTEE)
prof. dr inż. Krzysztof Birkenmajer
doc. dr hab. Zofia Michalska
prof. dr Stefan Zbigniew Różycki, członek rzeczywisty PAN
prof. dr Jerzy Znosko, członek korespondent PAN

ADRES REDAKCJI (ADDRESS)
Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk
Zespół Pracowni w Krakowie
31-002 Kraków, Senacka 3

ID 551.312.3.051"312":{551.435.126:556.545.6:552.517.4 (438—16 jezioro Płociczno)

Redaktor wydawnictwa: Irena MIECZNICKA
Redaktor techniczny: Barbara MODZELEWSKA
Korektor: Elżbieta STEFAŃSKA

©Copyright by Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1979 r.

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E — W A R S Z A W A 1 9 7 9

e I. Nakład 660+00 egz. Ark. wyd. 7. Ark. druk. 6. Papier druk. sat. kl. IV 80 g, B1.
do składania 1.III.1979 r. Podpisano do druku I.VIII.1979 r. Druk ukończono w sierpniu
1979 r. Cena zł 21.—

Lubelskie Zakłady Graficzne. Zam. 553. C-61.

STUDIA GEOLOGICA POLONICA VOL. LXII

LESZEK CHUDZIKIEWICZ, MAREK DOKTOR,
RYSZARD GRADZIŃSKI, GRZEGORZ HACZEWSKI,
STANISŁAW LESZCZYŃSKI, ANDRZEJ ŁAPTAŚ,
JERZY PAWEŁCZYK, SZCZEPAN J. PORĘBSKI,
ANDRZEJ RACHOCKI, ELŻBIETA TURNAU

SEDYMENTACJA WSPÓŁCZESNEJ DELTY PIASZCZYSTEJ
W JEZIORZE PŁOCICZNO (POMORZE ZACHODNIE)

(Fig. 1—34, Tabl. I—XX)

SEDIMENTATION OF MODERN SANDY DELTA
IN LAKE PŁOCICZNO (WEST POMERANIA)

(Figs 1—34, Pls I—XX)

W A R S Z A W A 1 9 7 9
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Rękopis wpłynął do Redakcji w czerwcu 1978 r.
Manuscript received June, 1978

Figury 29—34 załączone są na końcu, pod opaską
 Figures 29—34 are in enclosure

TREŚĆ — CONTENTS

Streszczenie	7
Wstęp	7
Wprowadzenie	8
Przebieg i metody badań	10
Rejon badań	16
Zaplecze delty	19
Główne elementy rzeźby delty	21
Skład osadów	26
Środowiska sedymentacyjne	28
Rozwój delty	46
Pionowa sekwencja osadów	48
Uwagi końcowe	50
Literatura — References	51
Objaśnienia tablic	53
Abstract	56
Introduction	56
Techniques and methods	56
Geographical setting	57
Morphology of delta	58
Sediments	58
Development of delta	59
Concluding remarks	59
Explanations of plates	60

Streszczenie

U wylotu rzeki Płocicznej do jeziora Płociczno w ciągu ostatnich 40 lat utworzył się wydłużony, maczugowaty w planie nasyp deltowy mierzący około 100 m długości. W końcowej części delty zaznacza się wyraźnie w rzeźbie płaska równia deltowa i opasujący ją półkolisty stromy (rzędu 30°) stok czołowy. Rzeka na zapleczu delty ma nieznaczny spadek; w donoszonym przez nią materiale dominuje piasek, a bardzo mało jest zawiesiny. Ten materiał deponowany jest głównie na stoku czołowym (poprzez grawitacyjne osypywanie) i częściowo na równi, a tylko znikoma jego część miesza się z osadami jeziornymi na przedpolu stoku.

Narastanie delty powoduje powstawanie trójdzielnej sekwencji osadów deltowych. Osady delty podścielone są sapropelowymi mułami jeziornymi. Stopniowo przechodzą one ku górze w podobne lecz zapiaszczone osady przedpola stoku (człon dolny). Na nich z ostrą w zasadzie granicą leżą średnioziarniste piaski stoku czołowego z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym (człon środkowy), które w najwyższej części ścięte są erozyjnie wskutek falowania jeziora. Osady stoku przykrywa pozioma mniej więcej warstwa złożona z piaszczystych, zróżnicowanych osadów równi (człon górny).

Obecność dobrze rozwiniętego stoku czołowego pozwala zaliczyć deltę do typu gilbertowskiego. Od klasycznego schematu Gilberta różni się ona jednak brakiem ciągłego przejścia od nachylonych warstw stoku do warstw członu oraz poziomą powierzchnią równi.

WSTĘP

W niniejszej pracy przedstawione są wyniki kilkuletnich badań sedymentologicznych piaszczystej delty jeziornej z dobrze rozwiniętym, stromym stokiem czołowym. Delty tego typu są stosunkowo słabo poznane pod względem sedymentologicznym, toteż celem badań było poznanie mechanizmu przyrostu delty, zespołu i sekwencji struktur sedymentacyjnych w jej osadach i uzyskanie przesłanek umożliwiających wyróżnianie osadów podobnych delt w utworach kopalnych.

Oprócz autorów, w pracach terenowych brali ponadto udział: Henryk Głanowski, Jadwiga Śmitkowska i Piotr Wal (z Zespołu Pracowni ZNG PAN w Krakowie), Piotr Frołow, mgr inż. Zygmunt Krupa i Andrzej Plebańczyk (z Krakowskiego Klubu Turystyki Podwodnej PTTK), Marek Drwał, Alina Dudka, Józef Maciejewski i mgr inż. Andrzej Wróbel (członkowie obozu naukowego Koła Naukowego Geodetów Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie) oraz Jan Motak. Wszystkim wymienionym autorzy składają serdeczne podziękowania.

Realizacja programu badań możliwa była dzięki życzliwemu ustosunkowaniu się do nich prof. dr Jerzego Znoski, kierownika Zakładu Nauk Geologicznych PAN oraz doc. dr hab. Stanisława Kwiatkowskiego — kierownika Zespołu Pracowni ZNG PAN

w Krakowie. Dr Stanisław Rudowski (z Instytutu Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego) udzielił autorom cennych wskazówek odnośnie utrwalania prób. Mechanik P. Wał wykonał większość specjalnego sprzętu używanego podczas badań. Opracowanie graficzne oryginałów rysunków zamieszczonych w tej pracy jest dziełem doc. dr Franciszki Szymakowskiej. Pragniemy również podziękować mgr inż. Kazimierzowi Gzyłowi, nadleśniczemu w Głusku oraz innym pracownikom nadleśnictwa za zezwolenie na prowadzenie badań na podległym im terenie oraz za pomoc w rozwiązaniu niektórych problemów organizacyjnych.

Praca została wykonana częściowo w ramach planu międzyresortowego MR I-16.

WPROWADZENIE

Na przełomie lat 50- i 60-tych XX w. daje się zauważyć wyraźny wzrost ilości publikacji poświęconych osadom delt kopalnych i współczesnych (por. Le Blanc, 1975, fig. 1). Badania osadów deltowych rozwinęły się głównie w związku z występowaniem w nich złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Wyniki badań delt różnego wieku i z różnych obszarów przedstawione są m. in. w kilku obszernych wydawnictwach zbiorowych (Morgan, 1970; Broussard, 1975; Hydrology of deltas, 1970) oraz artykułach przeglądowych (Moore, 1966; Coleman, 1976).

Za punkt wyjścia przy opisie i interpretacji kopalnych osadów deltowych przez kilkadziesiąt lat przyjmowana była praca Gilberta (1885), który opierając się na badaniach osadów plejstocenskich jeziora Bonneville przedstawił schemat budowy piaszczysto-żwirowych delt jeziornych oraz opisał procesy ich sedymentacji.

Człon dolny złożony jest z osadów drobnoziarnistych o warstwowaniu łagodnie nachylonym w kierunku jeziora. Przechodzi on stopniowo ku górze, przy wzrastającym kącie nachylenia warstwowania, w osady członu środkowego złożone z piasków i żwirów o warstwowaniu stromo nachylonym ($10^\circ - 25^\circ$) w kierunku jeziora, równoległe do stoku czołowego delty. Wyżej, z ostrą, poziomą granicą leżą osady członu górnego rozwiniętego w formie stożka napływowego o warstwowaniu łagodnie nachylonym w stronę jeziora równoległe do górnej powierzchni stożka. Osady górnego członu są podobnej frakcji jak członu środkowego. Profil górnej powierzchni stożka jest przedłużeniem profilu rzeki na odcinku powyżej delty, natomiast pozioma powierzchnia oddzielająca człon górny od środkowego odpowiada poziomowi dna koryta rzeki w miejscu jej ujścia do jeziora. Według Gilberta sedymentacja osadów członu górnego zachodzi w korytach rzecznych, które często zmieniają swe położenie. Migracja koryt prowadzi do nadsypywania delty równomiernie we wszystkich kierunkach dzięki czemu zarys jej krawędzi uzyskuje regularny, kolisty kształt. Sedymentacja na stoku czołowym zachodzi przez grawitacyjne osypywanie się materiału wlezonego w miejscach, gdzie prąd rzeki wpływającej do jeziora odrywa się od dna. Materiał niesiony w zawieszeniu opada na dno wskutek zmniejszania się prędkości nurtu rzeki; opada tym dalej od krawędzi delty im jest drobniejszy. W ten sposób na dnie jeziora powstaje warstwa osadu cieniejąca w miarę oddalania się od ujścia rzeki, na skutek czego profil dna u podstawy stoku czołowego ulega zakrzywieniu. Stopniowe narastanie delty prowadzi do przesuwania się poszczególnych stref sedymentacyjnych w kierunku jeziora, dzięki czemu osady poszczególnych członów spoczywają kolejno na sobie.

Schemat budowy delt podany przez Gilberta został uznany przez Barella (1912) za standardowy dla ogółu delt. Poszczególnym elementom przekroju delty wyróżnionym przez Gilberta nadał on nazwy (od dołu): *bottomset beds*, *foreset beds* i *topset beds*. W późniejszej literaturze terminy: *bottomset*, *foreset* i *topset* stosowano również w odniesieniu do elementów morfologicznych delt odpowiadających wspomnianym wyżej elementom budowy wewnętrznej.

Autorzy proponują nazywanie stoku kształtowanego przez grawitacyjne osypywanie materiału ziarnistego na zaprawowej stronie delty stokiem czołowym (ang. *foreset slope*), stromo zaś nachylone laminę reprezentujące ślady narastania stoku czołowego — laminami stoku czołowego (ang. *foreset laminae*), a osady o stromym warstwowaniu przekątnym związanym z narastaniem stoku czołowego delty — osadami stoku czołowego (ang. *foreset beds*).

Większość delt nie ma stoków czołowych w naszym rozumieniu. Jakkolwiek profil podłużny większości delt ma zarys sigmoidalny, a budowa wewnętrzna jest trójdzielna, to stoki deltowe mają nachylenia niewielkie (najczęściej $1-3^\circ$) a sedymentacja na tych stokach zachodzi z zawiesiny z udziałem prądów dennych. Bardziej nachylone części dna tych delt, podobnie jak i stoki czołowe można objąć wspólnym określeniem stoków deltowych (*deltaic slope* lub *delta front*). Zgodnie z sugestią Axelssona (1967) za graniczną, dolną wartość nachylenia stoków czołowych przyjmujemy kąt 10° . Jest to w przybliżeniu wartość kąta nachylenia stoku, powyżej której następuje oderwanie przepływu od dna na górnej krawędzi stoku (jeśli przed krawędzią dno jest poziome) i rozpoczyna się sedymentacja przez osypywanie ziarn (Jopling, 1963). Rozróżnienie to jest ważne, gdyż niektórzy autorowie (np. Scruton, 1960; Lagaaij & Kopstein, 1964) stosują termin *foreset beds* dla osadów łagodnie nachylonych stoków deltowych w deltach, które stoków czołowych nie mają, a objęte tym terminem osady należałoby zgodnie ze schematem Gilberta (1885) zaliczyć do górnej części członu dolnego. Dolnej części członu dolnego odpowiadają osady wyróżniane w nowszej literaturze jako prodelta.

Liczne przykłady kopalnych delt typu gilbertowskiego opisano z utworów plejstocenskich (Danilas & Luka, 1969; Gnaccolini & Orombelli, 1971; Steinmüller, 1973; Veyret, 1973; Mikalauskas, 1974; Holtedahl, 1974; Helm & Roberts, 1975), natomiast stosunkowo rzadkie są przykłady starszych delt tego typu (Taylor, 1963; Collinson, 1968, 1969; Cotter, 1975).

Badania sedymentologiczne delt typu gilbertowskiego koncentrowały się głównie na określeniu mechanizmu powstawania lamin stoku czołowego. Były one poparte wnikliwymi badaniami doświadczalnymi (McKee, 1957; Jopling, 1963, 1965, 1966).

Należy zwrócić uwagę na fakt, że w ciągu kilkudziesięciu lat stosowania schematu Gilberta jako klasycznego dla ogółu delt nie prowadzono badań nad czynnymi deltami typu gilbertowskiego. Zapewne wiąże się to z faktem, że delty takie występują współcześnie stosunkowo rzadko.

Axelsson (1967) opisał deltę rzeki Rapaalven w jeziorze Laitaure w Szwecji, której stok na pewnych odcinkach przekracza nachylenie 10° . Autor ten nie badał jednak procesów zachodzących na stoku i pod nim, ani osadów stoku. We wstępie do swej pracy przedstawił on interesujące omówienie problematyki sedymentacji deltowej, a w tym również stoków czołowych. Podaje on przykład morskiej delty z północnej Norwegii o stoku czołowym schodzącym do głębokości 15 m pod kątem sięgającym 30° . Zdaniem Axelssona delta o dobrze wykształconym stoku czołowym może powstać u wylotu koryta rzecznej wpadającego do stosunkowo głębokiego basenu przy wysokim stosunku materiału wlezonego do materiału niesionego w zawiesinie, szczególnie w warunkach, gdy woda rzeki rozchodzi się po powierzchni, a ruchy wody w zbiorniku są stosunkowo

słabe. Innym przykładem delty o stromym stoku czołowym jest delta strumienia Tunnel w przyłodowcowym jeziorze Malaspina na Alasce (Gustavson, 1975a, fig. 8). Nachylenie stoku czołowego tej delty osiąga 40° . Małe delty o dobrze rozwiniętych stokach czołowych opisywane są najczęściej jako tzw. mikrodelty (Reineck, Singh, 1973). Są to nasypy piaszczyste powstające w małych, często okresowych zbiornikach wody. Do tego typu zaliczył też Jopling (1966) plejstocenską deltę San Vel.

Brak w literaturze prac opisujących procesy sedymentacyjne na współczesnych deltach tego typu skłonił autorów do przeprowadzenia kilkuletnich obserwacji delty rozwiniętej u ujścia rzeki Płocicznej do jeziora Płociczno. Ma ona klasycznie rozwinięty stok czołowy, o nachyleniu bliskim kąta naturalnego zsypu i płaską, urozmaiconą również deltową. Bardzo sprzyjającą okolicznością dla badań sedymentologicznych jest duża aktywność delty wyrażająca się szybkim przyrostem i dużą zmiennością rzeźby równi deltowej. Stosunkowo niewielkie rozmiary delty ułatwiają pomiary przyrostu i poznawanie jej budowy; działa tu pełny zespół naturalnych czynników, z których wiele jest trudnych lub niemożliwych do uwzględnienia w małych deltach laboratoryjnych (wpływ wiatrów i falowania jeziora, roślinności, procesów lodowych itp.). Delta znajduje się na terenie, gdzie naturalny przebieg procesów sedymentacyjnych jest prawie nie zaburzony działalnością człowieka.

Te szczególne walory poznawcze, jak też położenie w terenie objętym już ogólną ochroną krajobrazu skłaniają autorów do wysunięcia propozycji, aby deltę w jeziorze Płociczno uznać za pomnik przyrody. Umożliwiłoby to wieloletnie obserwacje rozwoju tej interesującej formy krajobrazu i lepsze poznanie procesów sedymentacyjnych i osadów.

PRZEBIEG I METODY BADAŃ

PRACE TERENOWE

Prace badawcze w terenie przeprowadzone zostały podczas sześciu kilkudniowych wyjazdów. Cztery z nich miały charakter wieloosobowych ekspedycji, kierowanych przez R. Gradzińskiego i odbywały się w okresie letnim.

Wyjazdy odbyły się w terminach: 9—11 września 1975 (6 osób), 22—27 czerwca 1976 (14 osób), 13—17 września 1976 (10 osób), 11—12 marca 1977 (3 osoby), 29 czerwca—7 lipca 1977 (17 osób), 5—6 czerwca 1978 (3 osoby).

Za każdym razem obozowano w pobliżu delty, na północnym brzegu jeziora Płociczno.

POMIARY SYTUACJI

Podczas każdej ekspedycji sporządzano plan sytuacyjny równi deltowej i jej najbliższego otoczenia w skali 1:200. Podczas trzech pierwszych ekspedycji osnowę główną planu stanowiły dwa punkty (1 i 2) położone na krańcach wałów przykorytowych. Pozostałe punkty sytuacyjne oznaczane były numerowanymi tyczkami mierniczymi i częściowo (punkty o drugorzędnym znaczeniu) prowizorycznymi tyczkami. Plan sporządzany był metodą wcięć kątowych z punktów 1 i 2 dalmierzem tachymetrycznym

Teletop, uzupełnianych częściowo pomiarami odległości między poszczególnymi punktami taśmą mierniczą. Nanoszenie szczegółów rzeźby na plan odbywało się metodą wcięć kątowych z punktów sytuacyjnych (Teletopem lub busolą geologiczną Meridian) lub przez pomiary taśmą mierniczą.

Punkty 1 i 2 były trwale oznaczone zamaskowanymi kołkami. W lipcu 1977 prace pomiarowe wykonane zostały przez 4-osobową grupę geodetów. Założono wówczas osnowę główną (na terenie sąsiadującym z północną zatoką jeziora) w postaci ciągu otwartego, z którego końców wcięto punkty 1 i 2 istniejące na delcie. Punkty osnowy głównej (A, B, C, D) zostały trwale zastabilizowane (por. fig. 33)*. Osnowę pomierzono teodolitem Theo 020 oraz taśmą stalową. Wysokości punktów osnowy głównej, wspomnianych punktów na delcie oraz istniejącego tam reperu poziomu wody (RpO) wyznaczono wykonując niwelację ciągu A—B—C—D—2—1—RpO niwelatorem WiB 66. Obliczenia wykonywane były w układzie lokalnym, przy czym kierunek osi X pokrywał się z kierunkiem północy magnetycznej. Pomiary poszczególnych punktów na delcie i w jej otoczeniu dokonano instrumentem BRT-006 zakładając ciągi sytuacyjne mierzone BRT; część pomiarów wykonano biegunowo oraz metodą wcięć kątowych instrumentami Theo 020. Na podstawie przeprowadzonych pomiarów sporządzono plan w skali 1:200 obejmujący obszar w promieniu 100—120 m od delty, oraz mapę w skali 1:1000 północno-wschodniej części jeziora i sąsiadujących z nią terenów (fig. 29).

W celu porównania obecnego położenia nasypu deltowego i przebiegu obecnej linii brzegowej ze stanem uwidocznionym na mapie 1:25 000 (wydanej w 1936 r. na podstawie pomiarów z 1935 r.) zidentyfikowano kilka szczegółów sytuacyjnych oraz punkt triangulacyjny i nawiązano do nich wspomniany wyżej plan (fig. 27).

Należy dodać, że podczas kolejnych wyjazdów oznaczono także każdorazowo w sposób możliwie trwały jeden punkt na górnej krawędzi stoku czołowego.

Obraz sytuacji batymetrycznej i jej zmian w zewnętrznej części delty uzyskano wykonując podczas każdej ekspedycji szereg sondowań wzdłuż linii rozchodzących się promieniście od delty w kierunku jeziora (od punktów oznaczanych tyczkami na równi deltowej). Sondowania prowadzone były z łodzi, której odległość od tyczki mierzono taśmą mierniczą. W sumie przeprowadzono sondowania wzdłuż 43 profiliów o długości 25—50 m, z których kilka — w czasie kolejnych ekspedycji — wyznaczono wzdłuż tych samych linii, uzyskując w miarę dokładny obraz zachodzących w międzyczasie zmian (por. fig. 25).

W celu wykreślenia izobat na mapie północno-wschodniej części jeziora (fig. 29) przeprowadzono ponadto sondowania z łodzi w wybranych 107 punktach, które lokalizowane były metodą wcięć przy użyciu teodolitów.

POMIARY HYDROLOGICZNE

Do pomiarów prędkości prądu używano specjalnie skonstruowanego przyrządu. Czujnikiem była w nim turbina, której obroty proporcjonalne do prędkości prądu zamieniane były na impulsy elektryczne i zliczane w urządzeniu sumującym, zbudowanym z wykorzystaniem czterodziałaniowego kalkulatora. Stosowany przyrząd umożliwiał pomiary prędkości prądu począwszy od 4 cm/s a jego główną zaletą była łatwość obsługi i szybkość uzyskiwania wyników.

Przepływ w rzece i w większych krewasach mierzony był dwukrotnie, w okresach letnich 1976 i 1977, podczas normalnego stanu wody w rzece i jeziorze.

Zmiany poziomu wody w jeziorze określano korzystając ze specjalnego reperu (RpO) umieszczonego na delcie (por. fig. 33B). W warunkach całkowicie gładkiego lustra wody wyznaczono także wysokość poziomu wody w korycie w bezpośrednim sąsiedztwie ujścia, w głównym korycie rozprowadzającym i w jeziorze, dokonując niwelacji w kilku wybranych punktach (por. fig. 16).

WIERCENIA

Do uzyskania rdzeni osadów posługiwano się zestawem narzędzi pomysłu Sandersa (1968), przystosowanego do posługiwania się nim zarówno na powierzchni, jak i pod wodą. Główną częścią zestawu (fig. 1) jest rura rdzeniowa ze szkła organicznego (pleksiglasu) o średnicy wewnętrznej około 43 mm i grubości ścian 3 mm (1); dłu-

* Figury 29—34 załączone są na końcu, pod opaską.

gość stosowanych przez nas rur wynosi 2,2 i 2,7 m. Ostrze (2) wykonane jest ze stali nierdzewnej, a jego wewnętrzna średnica jest o 2 mm mniejsza od wewnętrznej średnicy rury. Ostrze nakręcone jest na aluminiową końcówkę przyklejoną żywicą epoksydową do rury, co umożliwia odkręcenie ostrza i ułatwia wysunięcie pobranego rdzenia. W pierwotnej wersji urządzenie nie miało metalowego ostrza, a jego rolę spełniały zaostrome ściany końca rury. Do wbijania rury w osad służy kołpak (3) i pobijak (4). Kołpak przenosi obciążenie dynamiczne osiowo na ściany rury i zapobiega jej pękaniu i kruszeniu się. Stanowi on jednocześnie prowadnicę dla pobijaka wykonanego z grubościenniej rury z odpowiednimi uchwytemi; masa pobijaka wynosi około 30 kg.

Do wyciągania rury stosowano cęgi pomysł J. Pawełczyka. Cęgi (6) działają na zasadzie dźwigni jednostronnej, dzięki czemu siła zacisku ich szczęk jest proporcjonalna do siły poosiowej działającej do góry, co zapobiega ślizganiu się cęgów po rurze. Wewnętrzna część szczęk wyłożona jest gumą. Przy pracach na lądzie lub płytkiej wodzie do wyciągania rury używano samych cęgów. Przy wierceniach z łodzi szczęki połączone stropikiem (7) zaciskane były i podciągane wraz z rurą przy zastosowaniu

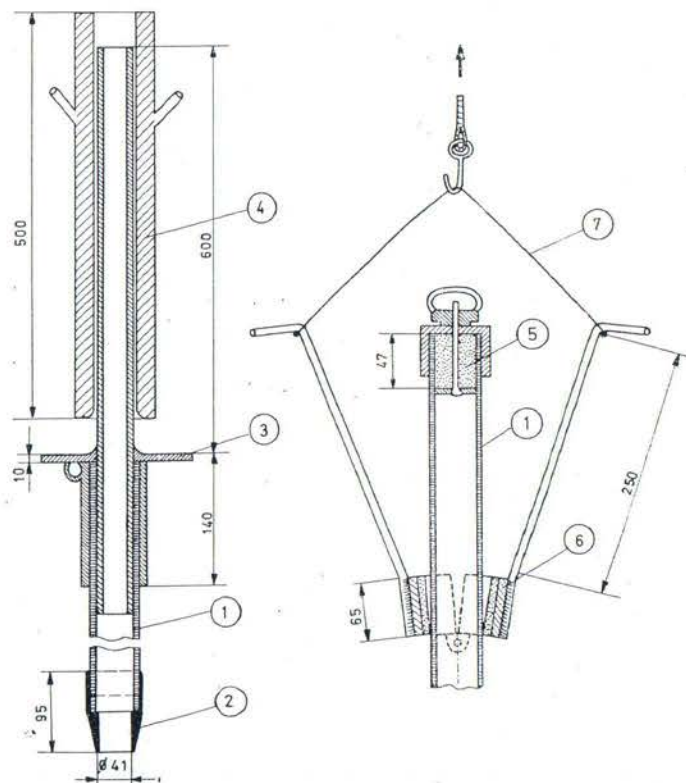


Fig. 1

Schemat zestawu narzędzi do wierceń

1 — rura ze szkła organicznego; 2 — ostrze wraz z końcówką; 3 — kołpak; 4 — pobijak; 5 — korek; 6 — cęgi; 7 — stropik. Wymiary w milimetrach

Sectional drawing of coring tools

1 — organic glass tube; 2 — steel cutting bit; 3 — hammering cap; 4 — hammering sleeve; 5 — sealing plug; 6 — extracting pliers; 7 — becket. Dimensions in millimetres

Fig. 2
Schemat próbnika
skrzynkowego

1 — skrzynka; 2 — kłapa; 3 — prowadnice kłapy; 4 — uchwyty; 5 — rura przykręcana do skrzynki; 6 — rura przykręcana do kłapy; 7 — listwa łącząca prowadnice kłapy. Wymiary w milimetrach

Side and front views of box-coring device

1 — sample box; 2 — sliding frontal sheet; 3 — guides of frontal sheet; 4 — handles; 5 — steel tube screwed to box for sampling in deep water; 6 — steel tube screwed to frontal sheet; 7 — bar joining guides and supporting frontal sheet in elevated position. Dimensions in millimetres

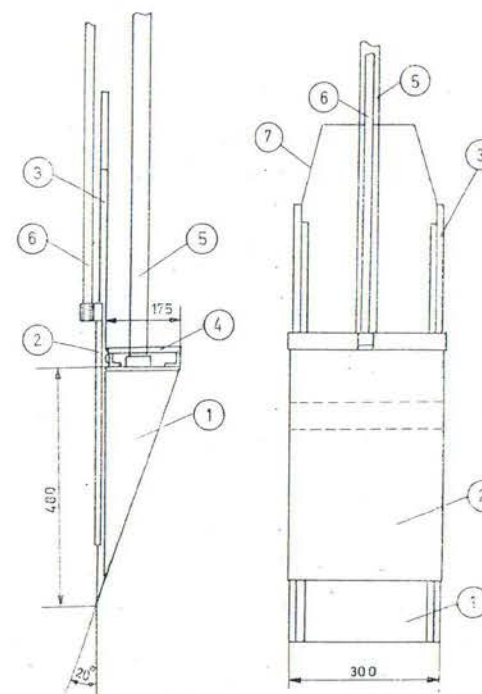


Fig. 3

Wydobywanie próbnika skrzynkowego z próbą osadu z dna jeziora pobraną przy udziale pletwonurka

Pulling up box-corer containing sample of lake bottom sediment taken with assistance of diver

wielokrążka. Siłę zaciskania szczęk cęgów (przy danej wielkości siły poosiowej) można było wówczas regulować zmieniając długość stropiku, a na rurę działać stosunkowo znacznymi siłami ograniczonymi głównie wypornością zapasową łodzi.

Przy wyciąganiu rury wypełnionej rdzeniem, szczególnie w przypadku osadu półpłynnego, konieczne jest uszczelnienie górnego końca rury, przez co zapobiega się — dzięki wytworzeniu podciśnienia — wypłynięciu rdzenia. Do uszczelnienia używany jest korek (5) zakładany po wbiciu rury. Przez spęcznienie ściśniętej śrubą gumy korka wewnątrz rury można otrzymać pełną szczelność. Zewnętrzny, metalowy kapłur korka zapobiega ewentualnemu rozsądzeniu rury. W przypadku wierceń na lądzie, bezpośrednio przed założeniem korka należy rurę dopełnić wodą.

Wiercenia pod wodą na głębokościach 1,5–4,5 m wykonywane były przez pletwonurka wspomaganego z łodzi, skąd opuszczano i podnoszono kolejno poszczególne narzędzia zamocowane na osobnych linkach, jak też odbierano rurę z rdzeniem. Przy dużym oporze wyrywanej z osadu rury posługiwano się wielokrążkiem (zamocowanym na rufie łodzi) ciągnąc rurę z siłą około 3000 N.

Zarówno podczas wierceń pod wodą jak i pobierania stamtąd prób skrzynkowych (por. fig. 3) korzystano z łodzi pontonowej GRYF.

Użycie przezroczystych rur ze szkła organicznego umożliwia bezpośrednią obserwację rdzenia w rurze, co jest jedną z głównych zalet stosowanego zestawu.

Opisaną metodą uzyskiwano rdzenie o długości od 50 do 180 cm, zawsze jednak krótsze od miąższości przewiercanego osadu. Wydaje się, że przyczyną tego było tarcie wewnątrz rury rdzeniowej, które powodowało, że przez bardziej podatne warstwy rura z rdzeniem przebiegała się jak pal o pełnym przekroju nie pobierając rdzenia lub pobierając go tylko częściowo.

PRÓBNIKI SKRZYNKOWE

Do pobierania prób osadów w sposób umożliwiający obserwację struktur sedymentacyjnych stosowano wycinanie prób zmodyfikowanym próbnikiem Klovana (Imbrie & Buchanan 1965; fig. 2). Próbnik wykonany jest z galwanizowanej blachy i składa się ze skrzynki o kształcie klina (1) zamykanej ruchomą klapą (2) przesuwaną po ustawionych pionowo prowadnicach (3). Próbnik wbija się pionowo w osad trzymając za uchwyty (4); przy pobieraniu próby spod wody próbnik wbijany jest przez pobijanie rury (5) przykręconej do górnej jego części. Przy pobijaniu, górny koniec rury ochraniający jest twardym krążkiem kauczukowym (hokejowym) zamocowanym na uchwyty z pręta stalowego. W czasie wbijania pionowa ściana próbnika jest otwarta, a klapa (2) utrzymywana jest w górnym położeniu przez zaczepienie o listwę metalową (7), łączącą od góry obie prowadnice. Po całkowitym wbiciu próbnika w osad zwalnia się górną krawędź klapy, a klapę wbija się w osad aż do całkowitego zamknięcia przez nią skrzynki; wbijanie klapy pod wodą dokonywane jest za pośrednictwem przykręconej do niej cieńszej rury (6). Następnie próbnik wyciąga się na powierzchnię i umieszcza poziomo klapą do góry (fig. 3). W tym położeniu część wody zawartej w osadzie wycieka z wolna poprzez małe otwory umieszczone w pobliżu dna próbnika.

Używając opisanego próbnika otrzymuje się próby osadu o kształcie klina, którego górna powierzchnia (w położeniu poziomym) mierzy 48×30 cm. Strefy zdeformowane podczas wbijania są wąskie (2–3 cm) i ciągną się tylko wzdłuż obu boków skrzynki.

Zastosowanie do wbijania próbnika rury skręcanej z dwóch odcinków po 2,5 m długości umożliwiało wydobywanie prób z dna znajdującego się na głębokości 5 m poniżej lustra wody. Konstrukcja próbnika ograniczała jego zasięg w głąb do około 50 cm poniżej powierzchni osadu.

UTRWALANIE PRÓB

Próby wydobywane przy zastosowaniu próbników złożone były z osadów luźnych i przepojonych wodą. Do ich utrwalania zastosowano żywice epoksydowe zgodnie z metodą, którą opisali Burger *et al.* (1969). Korzystano z preparatów polskiej produkcji — żywicy Epidian 5 i utwardzacza Z-1, które zastosował już wcześniej dr S. Rudowski do prób ze współczesnych piasków plażowych (informacja ustna). Stosowanie tych preparatów daje dobre efekty zarówno przy utwardzaniu prób z osadów suchych,

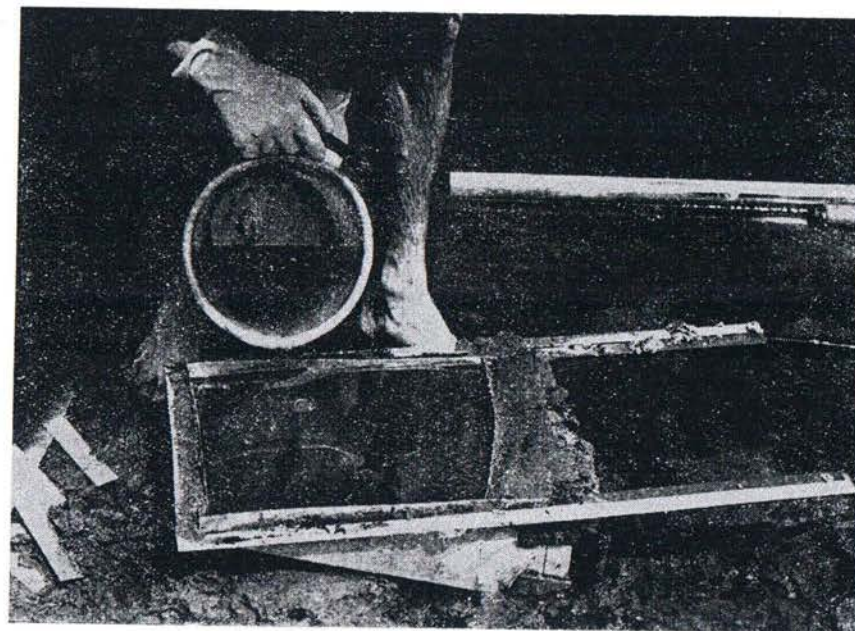


Fig. 4
Zalewanie żywicą powierzchni osadu w próbniku skrzynkowym w celu utrwalenia profilu

Pouring epoxy resin on surface of box-core section to make epoxy relief peel

wilgotnych, jak i nasyconych wodą. Dolna granica temperatury, w której zachodzi polimeryzacja epidianu wynosi około 10°C.

Po wydobyciu próbnika, ustawieniu go w pozycji poziomej (klapą do góry) i po zdjęciu klapy oczekiwano około godziny na odsączenie wody. Następnie powierzchnię próby wyrównywano przez ścinanie (tabl. IV), po czym wybrany do utrwalenia fragment powierzchni ogradzano paskami blachy o szerokości 3 cm. Z kolei próbę zalewano epidianem, rozmieszonym z utwardzaczem (fig. 4). Zależnie od temperatury stosowano epidian i utwardzacz w proporcjach od 10:1 do 5:1. Druga z podanych proporcji używana jest do utwardzania próby w temperaturze poniżej 15°C. Próbę zalewano epidianem tak, aby utworzył on na powierzchni warstwę o grubości 1 cm.

W optymalnych warunkach, tj. przy temperaturze powyżej 20°C i na słońcu, proces zestalania próby był już praktycznie zakończony po około 1 godz., w niższych temperaturach zaś w czasie kilkakrotnie dłuższym. Jednak nawet w optymalnych warunkach próbę wydobywano dopiero po upływie 4–6 godz., po czym zmywano ją niezbyt silnym strumieniem wody.

Epidian wnika w osad i cementuje go do różnej głębokości (przeciętnie od 0,1 do 2 cm), zależnie od przepuszczalności osadu. Dzięki temu relief dolnej powierzchni utrwalonej próby odzwierciedla cechy teksturalne osadu, a tym samym wypukła struktury sedymentacyjne. Na takiej powierzchni struktury te są znacznie lepiej widoczne niż na powierzchni próby jeszcze nie utwardzonej (por. tabl. IV i V).

Dobrze utwardzone próby nie są zbyt podatne na odkształcenia, należy je jednak przechowywać w pozycji poziomej, podparte możliwie na całej powierzchni.

INNE METODY

Tempo przyrostu osadu na czołowym stoku delty (koło ujścia głównego koryta rozprowadzającego) mierzone było w okresach kilkunastu godzin lub kilku miesięcy.

W pierwszym przypadku zastosowano linijki z podziałką wbite przez pletwonurka w stoku, a także specjalne metalowe płytki o wymiarach 25×25 cm. Płytki te ułożone zostały i zakotwiczone na powierzchni stoku. Ich powierzchnia pokryta została klejem i warstwą piasku mającą imitować naturalne dno; odczytu dokonywano wbijając w nagromadzony następnie osad cienki pręt z podziałką. Do pomiarów przyrostu osadu w dłuższych przedziałach czasowych zastosowano warstwę reperową złożoną z barwnego materiału ziarnistego o frakcjach zbliżonych do piasku depozowanego na stoku (pokruszona i przesiana cegła). Materiał ten wysypywany był przy górnej krawędzi stoku czołowego. Po upływie kilku miesięcy położenie pogrzebanej osadem warstwy reperowej określano identyfikując ją na profilach uzyskanych z próbników skrzynkowych.

Badanie osadów występujących na powierzchni czołowego stoku delty przeprowadzono przy użyciu drewnianych płytek o wymiarach 10×18 cm. Płytki te smarowane były gęstym klejem epidianowym, a następnie przyciskane delikatnie przez pletwonurka do powierzchni osadu. W ten sposób, niezależnie od bezpośrednich obserwacji wizualnych i fotografii podwodnych, uzyskano dane na temat rozmieszczenia różnych typów osadów na powierzchni stoku czołowego i u jego podłoża.

Do mierzenia natężenia transportu materiału wleczanego używano łapaczek konstrukcji A. Rachockiego. Są to krótkie cylindry wykonane z cienkiej blachy, spłaszczony z jednej strony, o przekroju w kształcie litery D. Cylindry te są otwarte na obu końcach, a szerokość ich wynosi 10 cm. Umieszczano je płaską stroną na dnie unieruchamiając metalowymi szpilkami. Do strony zaprawowej łapaczki przypinano rękaw z siatki o bardzo drobnych oczkach (używano do tego celu pończoch stylowych). Po pewnym, zmierzonym odcinku czasu łapaczki wydobywano, osad suszono i ważono. Znakując szerokość strefy transportu dennego, szerokość łapaczki, wagę złapanego osadu i czas łapania, obliczano natężenie transportu wleczanego.

Do obserwacji dna na głębokościach nie przekraczających 1 m używano również wziennika o wymiarach 70×50×50 cm. Jego boki wykonane były z galwanizowanej blachy, dno zaś stanowiła płyta szklana. Dodać jednak trzeba, że w strefach silnego prądu, przy głębokościach mniejszych niż 30 cm, zanurzenie wziennika powodowało znaczne zaburzenia przepływu i wpływało na zmiany form dna.

Wizualne obserwacje rozkładu prądów w korytach rozprowadzających i w przyległej części jeziora prowadzone były przy użyciu fluoresceiny i rodaminy.

FOTOGRAFIE

Oprócz normalnej dokumentacji fotograficznej wykonano również zdjęcia fotograficzne powierzchni delty korzystając z masztu o wysokości 7,5 lub 5 m. Maszt zestawiony był z rur metalowych używanych do wbijania próbników skrzynkowych. Na końcu najwyższej rury dokręcano poprzecznie ramie o długości 40 cm, na końcu którego zamocowywano aparat fotograficzny w sposób umożliwiający wykonywanie zdjęć pod trzema różnymi kątami (90, 45 i 0°). Na ramieniu zamocowana była dźwignia połączona z wężykiem spustowym aparatu. Dźwignia była uruchamiana ciąglem sięgającym do podstawy masztu. Naciąg i przesuw filmu wykonywano opuszczając każdorazowo maszt. Zdjęcia z masztu wykonywane były przeważnie mniej więcej prostopadle do powierzchni delty aparatem Practica L z obiektywem Flectogon 4/20. Powierzchnia obejmowana jednym zdjęciem z wysokości 7,5 m wynosiła 9,5×14,5 m czyli około 138 m², a z wysokości 5 m — 5,6×8,6 m czyli około 50 m².

Zdjęcia podwodne wykonane zostały przez pletwonurka P. Frołowa wodoszczelnym aparatem bez obudowy, produkcji japońskiej firmy Nikon, typu Nikonos II z obiektywem W-Nikkor 2,5/35. Stosował on przy tym lampę błyskową własnej konstrukcji (70 WS), która umieszczana była zawsze z lewej strony aparatu, około 30 cm nad dnem.

REJON BADAŃ

Badana delta położona jest na Pomorzu Zachodnim, w obrębie jednostki geograficznej określanej mianem Równiny Drawskiej (Kondracki, 1965). Równina ta jest rozległym obszarem sandrowym, utworzonym przez wody odpływające z pasa moren czołowych stadium pomorskiego ku po-

łudniowi, w stronę Pradoliny Noteci—Warty (fig. 5). Podłoże tego obszaru tworzą piaski glaciofluvialne o dużej miąższości, a miejscami utwory morenowe. Równina w znacznej części porośnięta jest lasem. Jest ona stosunkowo płaska, nachylona ku południowi, a w jej obrębie rozwinięte są rynny subglacialne, wykorzystywane przez rzeki i miejscami zajęte przez jeziora.

Obszar równiny Drawskiej cechuje przewaga wiatrów z kierunków zachodnich, północno-zachodnich i południowo-zachodnich, przy czym w porównaniu z północną częścią Pomorza Zachodniego zarówno częstotliwość jak i prędkości wiatrów są tu mniejsze. Z obserwacji stacji meteorologicznej w Drawnie (położonej około 20 km na północny zachód od jeziora Płociczno) wynika, że maksymalne sumy opadów za okres 1881—1930 przypadają na lipiec (79 mm), minimalne zaś na luty (35 mm), marzec (37 mm) i kwiecień (38 mm). W tym okresie liczba dni z opadem > 1 mm wynosiła średnio w roku 112,2, a z opadem > 10 mm — 13,3. Liczba dni chłodnych (z temperaturą poniżej 0°) wynosiła średnio 102,4 w roku, a z temperaturą poniżej -10°C wynosiła 1,2, a ilość dni z pokrywą śnieżną wahała się od 40 do 60.

Zgodnie z klasyfikacją reżimów rzecznych w Polsce (Dynowska, 1972) obszar dorzecza Drawy zaliczany jest do terenów z przewagą zasilania podziemnego i z jezior, a przy tym z przewagą odpływu w okresie wiosennym (30—40%) i malejącym ku ujściom rzek współczynnikiem nieregularności przepływów. Rzeki dorzecza Drawy charakteryzuje cecha hydrologiczna, którą Paślawski (1962) nazywa bezwładnością stanów wody i przepływów. Przepływ rzek przez jeziora, zasilanie w okresach susz wodami gruntowymi i występowanie znacznych obszarów leśnych stwarza tendencję do wyrównywania stanów wody w przebiegu rocznym oraz do opóźniania wezbrań. Warto tu dodać, że ostatnia katastrofalna powódź roztopowa notowana była w dorzeczu Drawy w 1881 r. (Mikulski, 1962). W profilu Osieczno na Drawie zjawiska lodowe trwają średnio rocznie 10 dni, zaś w ciągu ostatnich 25 lat obserwacji nie notowano tam ani jednego dnia z pełną pokrywą lodową.

Badana delta znajduje się u ujścia rzeki do jeziora Płociczno (fig. 6) na niektórych

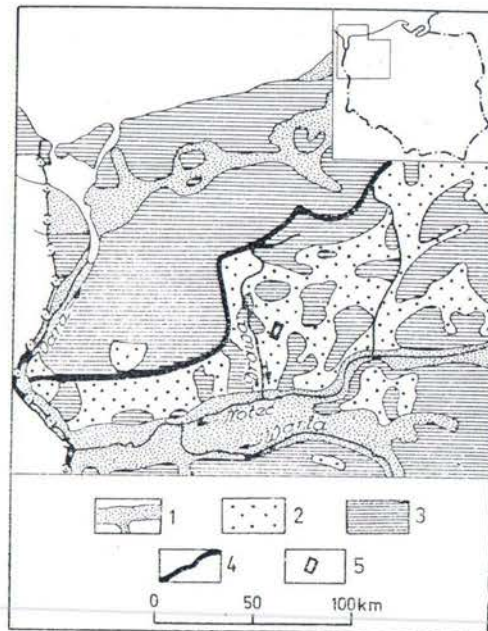


Fig. 5

Położenie obszaru badań

- 1 — pradoliny; 2 — obszary sandrowe;
3 — pozostałe obszary; 4 — pas czołowych stadium pomorskiego; 5 — lokalizacja obszaru objętego mapą na figurze 6

Situation of investigated area

- 1 — glacial spillway valleys; 2 — sandur plains; 3 — other areas; 4 — belt of terminal moraines of Pomeranian stadial; 5 — situation of map, Figure 6

mapach bywa ono nazywane Płocin dla odróżnienia od innego jeziora Płociczno (znajdującego się o 5 km ku NNE). Jezioro rozciąga się w kierunku NNE — SSW, ma około 1800 m długości, 300 m szerokości i powierzchnię 0,56 km². Jest ono stosunkowo płytkie, przeważnie ma 2,5—4 m głębokości, a maksymalnie, na południowy zachód od delty około 5,2 m. Wydłużony nasyp deltowy dzieli północno-wschodnią część jeziora na dwie zatoki: mniejszą, płytszą (1—1,5 m) północną oraz bardziej rozległą i głębszą południową (fig. 29). Średni poziom wody jeziora znajduje się na wysokości około 59,4 m n.p.m. Fale napływające na deltę, głównie

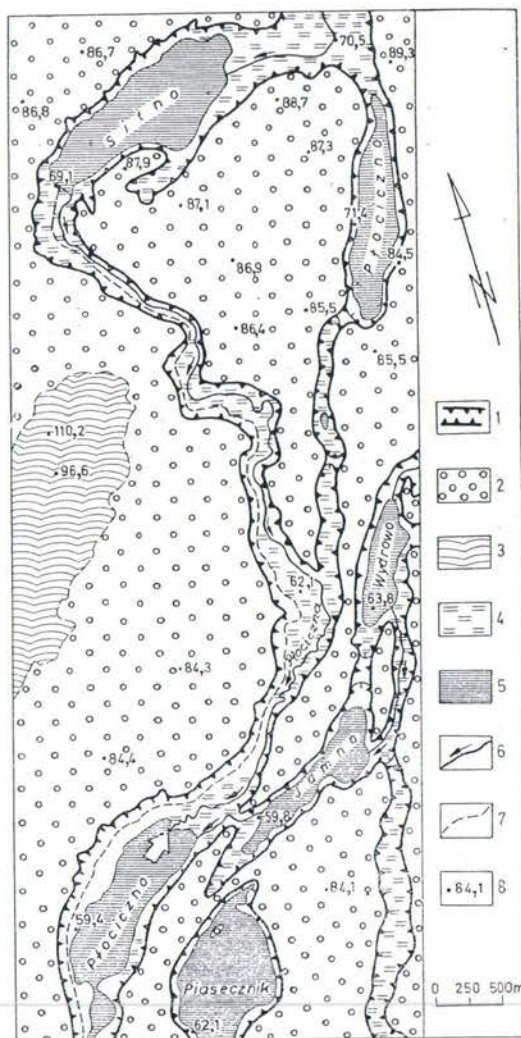


Fig. 6
Mapa geomorfologiczna obszaru położonego między jeziorami Sitno i Płociczno

1 — krawędzie rynien; 2 — równina sandrowa; 3 — morena denna falista; 4 — zatorfione dna dolin i obniżen; 5 — jeziora; 6 — rzeki; 7 — nieczynny kanał; 8 — punkty z oznaczoną wysokością. Strzałka wskazuje badaną deltę

Geomorphological map of area between Lake Sitno and Lake Płociczno

1 — margins of glacial channels; 2 — sandur plain; 3 — ground moraine; 4 — peat-bogs on bottoms of valleys and depressions; 5 — lakes; 6 — rivers; 7 — abandoned irrigation canal; 8 — elevations in metres. Investigated delta indicated by arrow

od południowego zachodu, osiągają w czasie silnych wiatrów wysokość do 30 cm. Na ogół są one znacznie niższe.

Rzeka Płociczna jest lewobrzeżnym dopływem Drawy. Jej długość wynosi 49,5 km. Przepływa ona w swym biegu kolejno przez jeziora Sitno, Płociczno i Ostrowiec; łączna długość przepływu przez jeziora wynosi 6,4 km. Różnica wysokości między obszarem źródłowym a ujściem wynosi 73,6 m, co daje dla całej rzeki średni spadek 1,42%. Brak na Płocicznej obserwowanego wodowskazu uniemożliwia podanie pełnej charakterystyki stanów wody i przepływów. Ogólnie można jednak przyjąć, że pod względem hydrologicznym Płociczna wykazuje podobne cechy jak inne rzeki dorzecza Drawy.

Delta w jeziorze Płociczno znajduje się na 29 kilometrze rzeki (licząc od obszaru źródłowego), 7,5 km poniżej wypływu z jeziora Sitno. Odcinek ten (od jeziora Sitno) rzeka płynie wąską, zalesioną doliną, której dno położone jest około 20—25 m poniżej głównej powierzchni sandrowej. Średni spadek rzeki na tym odcinku wynosi 1,43%, miejscami (w środkowej części tego odcinka) spadek rzeczywisty jest znacznie większy i rzeka tworzy rodzaj bystrz. Dno doliny jest na ogół zatorfione, miejscami jednak rzeka podcina piaszczysto-żwirowe brzegi.

Naturalne stosunki wodne omawianego odcinka doliny były przez kilkadziesiąt lat znacznie zmienione wskutek zbudowania w latach 1870—1871 kanału odprowadzającego znaczną część wody od miejsca położonego obok wypływu Płocicznej z jeziora Sitno (por. fig. 6) zachodnim zboczem doliny Płocicznej do obszarów położonych na SW od jeziora Płociczno z ominięciem tego jeziora. Eksploatacja kanału została zaniechana około 1950 r. i stopniowo uległ on całkowitemu osuszeniu.

ZAPLECZE DELTY

Przylegająca od strony północno-wschodniej do jeziora część doliny Płocicznej ma płaskie dno, nieznacznie wzniesione ponad poziom wody w rzece podczas normalnego stanu. Ta podmokła równina zwęża się stopniowo w górę rzeki i kończy się około 1 km powyżej jej ujścia do jeziora Płociczno. Na obszarze objętym mapą (fig. 29) równina pokryta jest zwartym płaszczem roślinności zielnej, wśród której rosną pojedyncze olchy lub niewielkie ich skupienia; zwarte olszyny ciągną się jedynie wzdłuż skrajów równiny. Na równinie występują turzycowiska, a bliżej brzegów rzeki i jeziora zbiorowiska szuwarowe, złożone z pałki, tataraku i jeżogłówki. Przeważnie roślinność ta wkracza kępami w wodę jeziora tak, że w wielu miejscach trudno jest wyznaczyć ściśle przebieg linii jego brzegu. Taki typ brzegu określany jest dalej jako *azurowy*; termin ten stosowany jest także do brzegów rzeki o podobnym charakterze.

W obu zatokach ciągnie się prawie wszędzie wzdłuż brzegów pas trzcin i oczeretu, zajmując strefę, w której głębokość nie przekracza zwykle 1 m.

Płociczna płynie przez północną część wspomnianej równiny, natomiast przez część południową przepływa niewielka, płytka lecz szeroka rzeczka, będąca odpływem z pobliskiego jeziora Jamno (por. fig. 6).

Na obszarze równiny spadek Płocicznej jest niewielki (0,30/00) w porównaniu ze średnim spadkiem na odcinku między jeziorami Sitno i Pło-

ciczno (1,43‰). Głębokość koryta rzeki wynosi tutaj przeważnie około 1 m, a szerokość około 5 m (fig. 7). W miejscach, gdzie koryto skręca pod kątem większym niż 90° znajdują się w nim przegłębienia osiągające prawie 2 m głębokości (por. fig. 34). Koryto po zewnętrznej stronie tych przegłębien wycięte jest zazwyczaj w torfie.

Brzegi rzeki mają charakter ażurowy, utworzone są ze zbitej roślinności szuwarowej, co w pewnym stopniu utrudnia określenie podstawowych parametrów hydrologicznych.

Na odcinku około 250 m przed ujściem rzeki do jeziora, od jej głównego koryta oddzielają się koryta boczne, którymi część wody odpływa do południowej zatoki, a w pobliżu ujścia również i do zatoki północnej. Te z koryt, które przerywają wały brzegowe w obrębie nasypu deltowego, mają charakter krewas. Większe z koryt bocznych (które oznaczone są na fig. 29 numerami 3, 7, 10) wcięte są na głębokość rzędu 0,5 m, a szerokość ich na ogół nie przekracza 1 m. Przy normalnym stanie przepływu w nich wahają się od 0,04 do 0,18 m³/s, a dno ich pokryte jest piaskiem. Mniejsze koryta boczne są płytsze (do 20 cm) i węższe (rzędu decymetrów), dno ich zaściela drobnoziarnisty piasek i muł, a przepływy w nich nie przekraczają kilku litrów na sekundę.

Pomiary hydrometryczne wykonane podczas normalnego stanu wody (czerwiec 1976, lipiec 1977) wykazały, że przepływ rzeki wynosi wówczas nieco ponad 1 m³/s (w profilu PH-4, por. fig. 33) i maleje w kierunku ujścia rzeki do jeziora. Zmniejszanie przepływu związane jest głównie

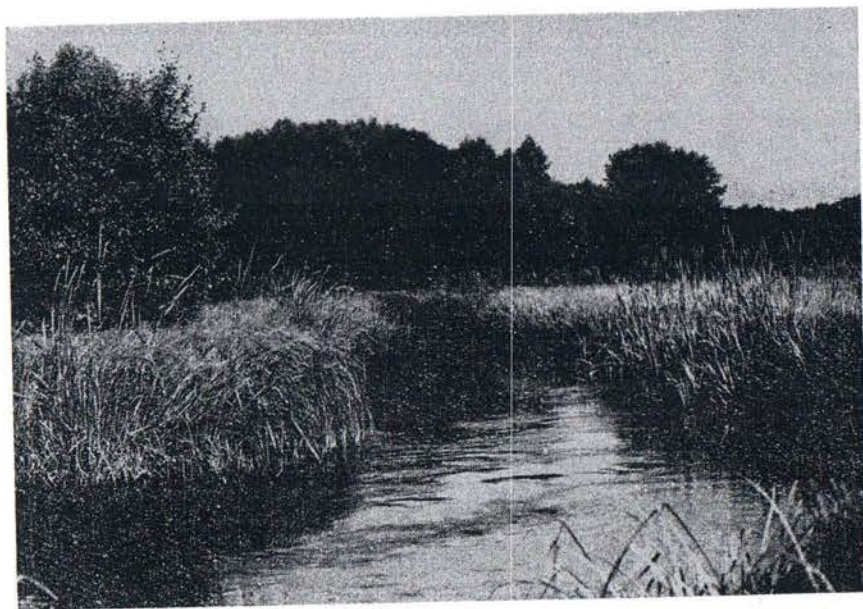


Fig. 7

Koryto Płocicznej widziane w górę od wylotu koryta bocznego nr 6 (wrzesień 1976)
Channel of Płociczna River viewed upstream from fork of branch No 6 (September 1976)

z odprowadzaniem wody bocznymi korytami (łącznie około 0,4 m³/s). Ucieczka wody rekompensowana jest w części dopływem z przylegających do koryta terenów zabagnionych.

Na omawianym odcinku dominującym składnikiem obciążenia rzeki jest trakcyjnie transportowany materiał klastyczny. Jego źródłem są żwirowo-piaszczyste utwory sandrowe występujące na obszarze między jeziorami Sitno i Płociczno. Udział zawiesiny jest znikomy, bowiem pobliskie jezioro Sitno spełnia rolę osadnika. Ograniczona wydolność rzeki na odcinku ostatnich dwóch kilometrów powoduje, że grubsze frakcje żwirowe deponowane są wcześniej, a do ujścia rzeki do jeziora Płociczno donoszony jest głównie piasek z niewielką domieszką żwiru, fragmentów skorup, a ponadto szczątki roślin oraz niezbyt liczne grudki torfu (por. tabl. VI).

GŁÓWNE ELEMENTY RZEŻBY DELTY

W pobliżu ujścia rzeki do jeziora Płociczno opisana równina zwęża się i przechodzi w wąski półwysp tworzący nadwodną część obecnej delty (fig. 8, 9).

Obecny nasyp deltowy wysunięty jest w jezioro na około 100 m. W planie ma on zarys przypominający buławę co dobrze uwidacznia przebieg izobaty 0,5 m (por. fig. 29). Jego węższa część zajęta jest w osi przez

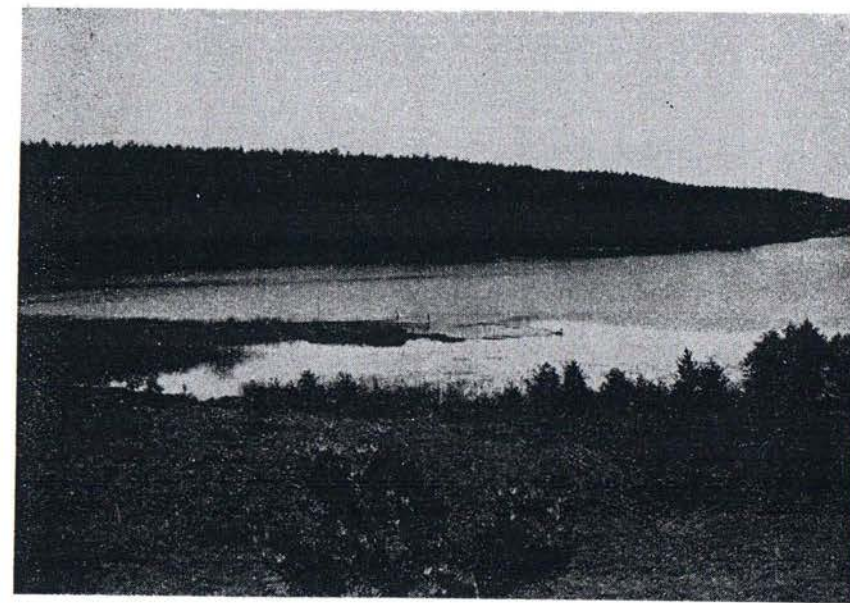


Fig. 8

Widok ogólny delty w jeziorze Płociczno widziany z brzegu północno-wschodniego (czerwiec 1976)

Delta in Lake Płociczno viewed south-west (June 1976)

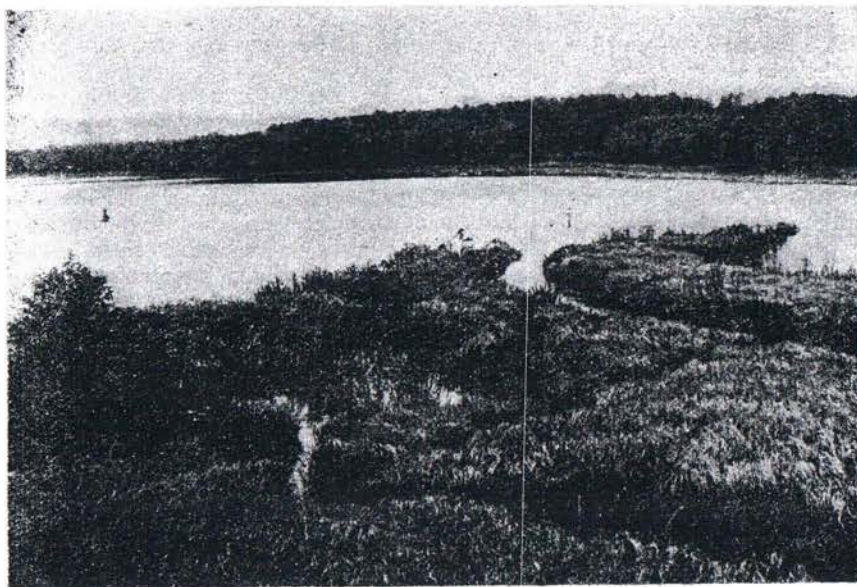


Fig. 9

Ogólny widok delty w jeziorze Płociczno

Ujście Płocicznej na lewo od środka zdjęcia, po prawej zatoka północna; u dołu po lewej stronie, wśród szuwarów boczne koryto nr 6. Ludzie na równi deltowej i w łodzi wskazują skalę

Delta in Lake Płociczno, westward view

Mouth of Płociczna river to left of center, northern embayment in center, at lower left branch channel No 6 amidst rushes. Scale indicated by men on delta and in boat

koryto rzeki, po obu stronach którego ciągną się wały przykorytowe. Są one całkowicie zarośnięte roślinnością szuwarową, złożoną głównie z jezo-główki i palki. Wały wznoszą się miejscami do 10 cm ponad normalny poziom wody w rzece. Przy końcu półwyspu wały rozchylają się. Miejsce, w którym rzeka wypływa pomiędzy wałów nazywane jest dalej *wylotem koryta rzeki* (fig. 10, 11).

Końcowa, szersza część nasypu deltowego ma zarys półkolisty, w większości znajduje się poniżej poziomu wody jeziora i pozbawiona jest roślinności szuwarowej. Współcześnie zachodzą tutaj główne procesy formowania nasypu. Z tego powodu, jak też i dla ułatwienia opisu, tę część delty nazywamy *częścią aktywną*, odróżniając ją od scharakteryzowanej poprzednio *części utrwalonej* przez roślinność wałów przykorytowych.

W rzeźbie aktywnej części delty zaznaczają się wyraźnie dwa główne elementy (fig. 12) — stosunkowo płaska *równia deltowa* i stromy *stok czołowy*. Granicę między nimi wyznacza górna krawędź stoku czołowego; przebiegająca na głębokości kilkudziesięciu centymetrów poniżej normalnego poziomu wody jeziora. Wysokość stoku czołowego dochodzi do 4 m, kąt jego nachylenia osiąga 33° , a lokalnie nawet nieco więcej.

W warunkach normalnego poziomu wody w jeziorze i w rzece, woda wypływająca pomiędzy wałów przepływa przez równinę systemem palczasto rozwidlających się *koryt rozpraszających*. W przeciwieństwie do

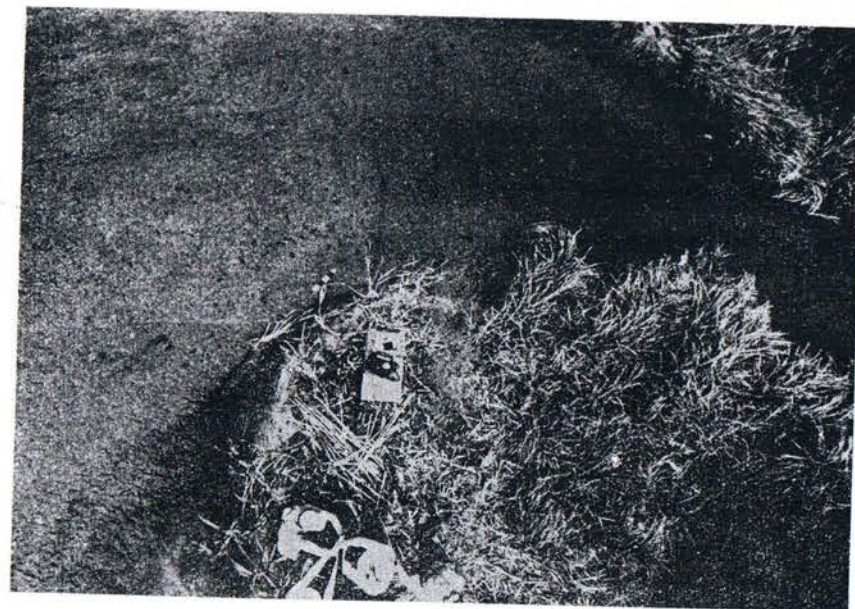


Fig. 10

Wylot koryta Płocicznej na aktywną część równi deltowej (czerwiec 1977). Na lewo u góry widoczne smugi żwirkowe, u dołu maszt do fotografowania Płociczna River debouching onto active part of delta plain (June 1977). At upper left, gravel streak; vertical photo from pole 7.5 m long (bottom)

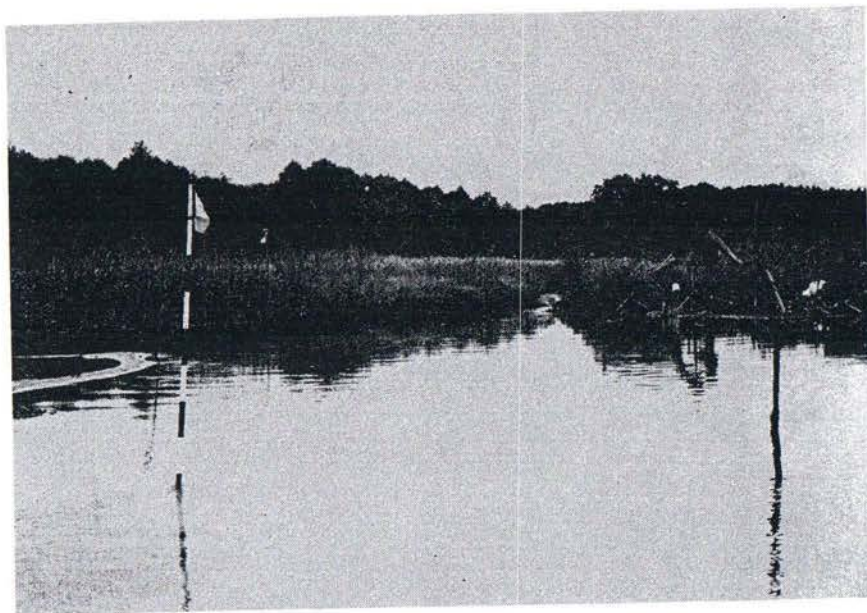


Fig. 11

Wylot koryta Płocicznej spomiędzy porośniętych roślinnością szuwarową wałów przykorytowych (wrzesień 1976). Z lewej fragment wynurzonego wału piaszczystego
Mouth of Płociczna River bordered by rush-grown natural jetties; (September 1976).
At left, fragment of emerged sand bar

koryta rzeki są one płytkie, o głębokości 20 cm i stosunkowo szerokie. Pomiedzy korytami rozprowadzającymi i przy skraju zarośniętych wałów rozciągają się jeszcze płytsze lub częściowo wynurzone obszary pozakorytowe. Od strony jeziora równia jest obrzeżona charakterystyczną, podwodną półką, łagodnie ku niemu nachyloną i graniczącą z górną krawędzią stoku czołowego. Zewnętrzny pas jaki tworzy półka przecinają strefy wylotów koryt rozprowadzających i pobliskich krewas.

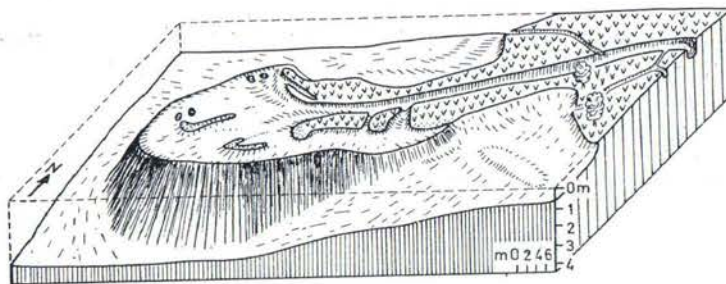


Fig. 12

Blokdiagram delty w jeziorze Płociczno. Rzeźba równi deltowej według stanu z czerwca 1976
Block diagram of delta in Lake Płociczno; June 1976

Rzeźba równi deltowej zmienia się szybko i w sposób najłatwiej dostrzegalny. Zmiany polegają przede wszystkim na przesuwaniu się koryt rozprowadzających i przebudowie obszarów międzykorytowych (fig. 13), jak też i na okresowym nadbudowywaniu znacznej części równi (por. fig. 19).

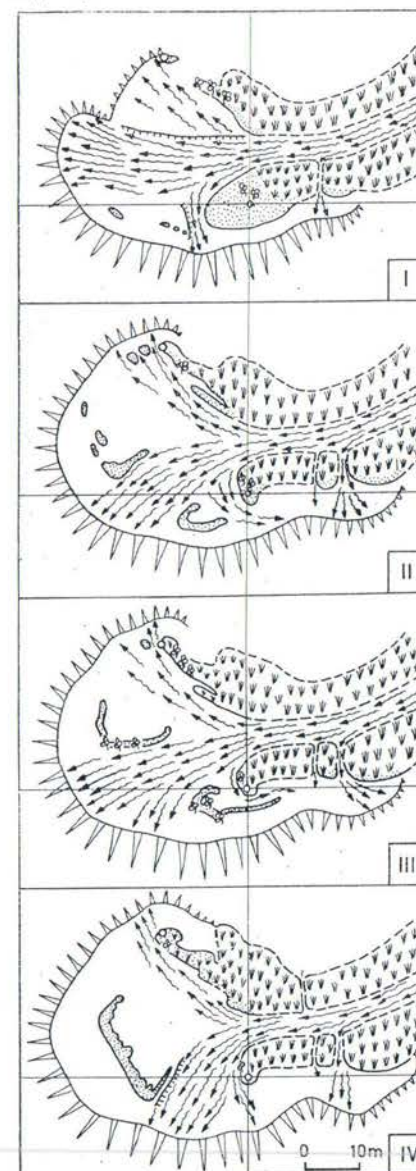


Fig. 13

Zmiany w rozmieszczeniu koryt rozprowadzających na równi deltowej: I — wrzesień 1975; II — czerwiec 1976; III — wrzesień 1976; IV — czerwiec 1977

1 — stok czołowy; 2 — obszary wynurzone, pozbawione roślinności; 3 — krawędzie erozyjne; 4 — kierunki przepływu; 5 — roślinność szuwarowa (palka i jeżogłówka); 6 — skupienia przetacznika

Changing pattern of distributary channels on delta plain: I — September 1975; II — June 1976; III — September 1976; IV — June 1977

1 — foreset slope; 2 — emerged areas devoid of vegetation; 3 — small erosional scarps; 4 — flow directions; 5 — rushes (*Typha* and *Spartanum*); 6 — clusters of *Veronica*

SKŁAD OSADÓW

Nasyp delty, wkraczający na osady jeziorne, zbudowany jest niemal wyłącznie z piasków. Są to piaski przede wszystkim średnioziarniste. Piaski o drobniejszym ziarnie i piaski gruboziarniste występują podrzędnie, a bardzo gruboziarniste tylko sporadycznie. Większość piasków nasypu deltowego cechuje umiarkowane lub umiarkowanie dobre wysortowanie (tab. 1, fig. 14).

Tabela (Table) 1

Parametry rozkładów uziarnienia piasków
Grain-size parameters of delta sands

Numer próbki Sample number	Lokalizacja Sample locality	M_Z (ϕ)	σ_I (ϕ)	Sk_I	K_G
1	Koryto rzeki River channel	1,18	0,77	-0,17	0,95
2	Koryto rzeki River channel	-0,36	0,94	0,67	1,49
3	Wylot koryta rzeki Outlet of river channel	2,44	0,79	-0,16	1,38
4	Wylot koryta rzeki Outlet of river channel	0,11	0,88	-0,57	1,01
5	Główne koryto rozprowadzające (łapaczka) Main distributary channel (bed-load trap)	1,43	0,68	-0,08	1,13
6	Koryto krewasy (3) Crevasse channel (3)	0,97	0,75	0,10	1,20
7	Wał piaszczysty Sand bar	2,01	0,72	-0,18	1,25
8	Główne koryto rozprowadzające Main distributary channel	1,33	0,85	-0,15	0,72
9	Boczne koryto rozprowadzające Secondary distributary channel	1,57	0,65	-0,05	0,89
10	Płycizna Shallow	0,98	1,02	-0,23	1,47
11	Płycizna Shallow	1,58	0,69	-0,08	1,13
12	Niższa część stoku czołowego Foreset slope, lower part	1,47	0,78	-0,40	0,90
13	Środkowa część stoku czołowego Foreset slope, middle part	1,66	0,69	-0,03	0,93
14	Środkowa część stoku czołowego Foreset slope, middle part	1,29	0,67	-0,02	1,01

Parametry obliczone metodą graficzną według wzorów Folk i Warda.
Graphical statistics were calculated using Folk and Ward's formulae.

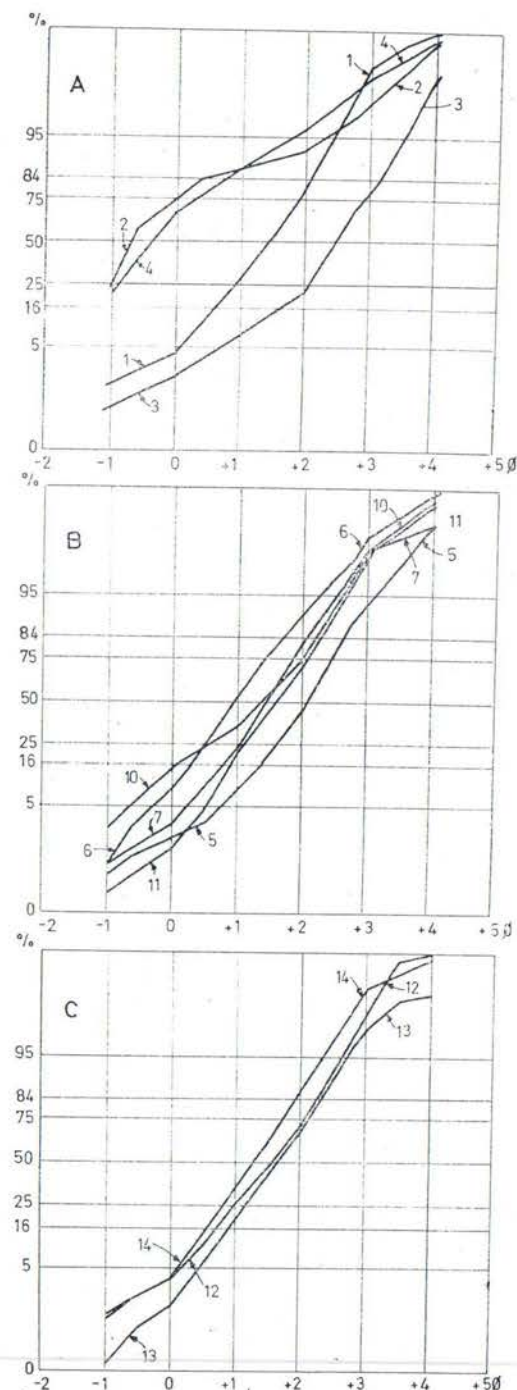


Fig. 14
Krzywe uziarnienia piasków
nasypu deltowego

A — próby z koryta rzeki ograniczonego wałami; B — próby z równi deltowej; C — próby ze stoku czołowego. Numery prób odpowiadają numerom w tabeli 1

Cumulative grain-size curves of deltaic sands

A — river channel between natural jetties; B — delta plain; C — foreset slope. Sample numbers are the same as given in Table 1

Poza piaskami podrzędnie występują osady mułowo-piaszczyste i osady składające się ze szczątków roślinnych, a znikomą rolę odgrywają muły. W postaci domieszki występuje żwirek (o średnicy z reguły poniżej 3 mm), oraz szczątki zwierzęce reprezentowane przez skorupy i okruchy skorup małży (głównie z rodzaju *Pisidium*) oraz ślimaków (*Bithynia*, rzadziej *Theodoxus*). Szczątki roślinne, występujące w postaci domieszki w osadach klastycznych, bądź też w postaci wkładek, reprezentowane są przez liście, ułamki gałązek i większych gałęzi drzew, ułamki łodyg roślinności szuwarowej, kawałki kory oraz drobny detrytus. Szczątki te są niekiedy świeże, częściej nieznacznie zgniłe lub zbutwiałe.

Typowymi osadami jeziora, na które wkracza nasyp delty, są ciemno zabarwione utwory, bogate w szczątki oraz substancje organiczne głównie pochodzenia roślinnego. Przeważnie bezpośrednio na dnie występuje półpłynny, zawieszisty muł sapropelowy barwy ciemnoszarej, w którym dominują szczątki roślinne. Ku dołowi przechodzi on stopniowo w bardziej zwęzły, plastyczny osad, o charakterze gytii, barwy brunatnej lub ciemnoszarej. W sąsiedztwie podnóża stoku delty wspomniane osady bywają w różnym stopniu zapiaszczone; trafiają się tam również wkładki drobno i bardzo drobnoziarnistego piasku.

Należy wspomnieć, że zarówno z osadów jeziora, jak i osadów delty wydobywa się metan.

ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE

Równia deltowa i stok czołowy reprezentują dwa główne środowiska sedymentacyjne końcowej części delty. Różnią się one zarówno pod względem morfologicznym jak i zespołami procesów prowadzących do gromadzenia osadów. Pewna, niewielka ilość materiału klastycznego osadza się na dnie jeziora w pobliżu nasypu deltowego. Strefę, gdzie zachodzi sedymentacja tego rodzaju nazywamy *przedpolem stoku delty* i omawiamy ją jako oddzielne środowisko.

RÓWNIA DELTOWA

Warunki sedymentacji osadów równi

Warunki, w których rozwija się równia deltowa uzależnione są w sposób wybitny zarówno od rzeki jak i jeziora. Od ich wspólnego wpływu zależy przebieg zachodzących tutaj procesów transportu, depozycji i erozji. Czynniki te decydują również o ilości i proporcjach poszczególnych typów materiału osadowego dostarczanego przez rzekę na obszar równi.

Podczas normalnego stanu wody w rzece i w jeziorze większość donoszonego przez rzekę materiału osadowego przenoszona jest przez obszar równi systemem koryt rozprowadzających; pozostała część deponowana jest w korytach i na obszarach pozakorytowych. Wysoki poziom wody w jeziorze powoduje podparcie przyujściowego odcinka rzeki, co prowadzi do zwolnienia procesów korytowych w zasięgu cofki sięgającej kilkaset metrów w górę od ujścia rzeki. Jeżeli takiemu stanowi towarzyszy przybór wody w rzece, wówczas dostawa materiału piaszczystego ulega pew-



Fig. 15
Zakończenie północnego wału przykorytowego przy wylocie koryta Płocicznej (wrzesień 1976). Widoczne stopniowe wkraczanie roślinności; po lewej przetacznik, po prawej pałka

Distal end of northern jetty at mouth of Płociczna River (September 1976). Vegetation is progressively invading; *Veronica* at left center and *Typha* at right

nemu zmniejszeniu, zwiększa się natomiast ilość donoszonego materiału roślinnego; takie warunki sprzyjają jednak nadbudowywaniu obszaru równi, m. in. zapelnianiu istniejących tam wcześniej obniżen związanych z korytami rozprowadzającymi. Jeżeli natomiast wysokiemu poziomowi jeziora towarzyszy normalny stan wody w rzece, dostawa piasku na równi praktycznie zamiera; takie warunki sprzyjają gromadzeniu się szczątków roślinnych na całym obszarze równi, a także na stoku czołowym.

Działanie falowania wód jeziora zaznacza się głównie w zewnętrznym pasie równi i polega na jego modelowaniu przez erozję, przemieszczanie i ponowną depozycję materiału osadowego. Wiatrowe piętrzenie wody w przyujściowych strefach koryt rozprowadzających i krewas ogranicza się niemal wyłącznie do chwilowego podpierania wypływu.

Rola roślinności polega przede wszystkim na stopniowym utrwalaniu mielizn przylegających do wałów przykorytowych. Pionierską formą jest tu zwykle przetacznik, który jednak jako roślina słabo zakorzeniająca się ulega łatwo usunięciu w warunkach nasilenia erozji. Trwale zakorzenia się natomiast roślinność szuwarowa, reprezentowana przez pałkę i jeżogłówkę (fig. 15). Niewielkie, pojedyncze kępy przetacznika i innych roślin zielnych pojawiają się od czasu do czasu w lagunach chronionych przez wały piaszczyste.

Koryta rozpraszające

W warunkach normalnego poziomu wody w rzece i jeziorze lub warunkach zbliżonych przepływ wody przez obszar równi koncentruje się w systemie koryt rozpraszających. Jedno z tych koryt, ciągnące się w przedłużeniu koryta rzeki, prowadzi większą część wody i ma charakter koryta głównego.

Koryto rzeki na ostatnim odcinku przed wylotem ma głębokość dochodząca do 1 m (fig. 31), a prędkość prądu osiąga tutaj 60 cm/s. W pobliżu wylotu, w strefie rozdzielania się koryt rozpraszających, głębokość wody szybko zmniejsza się do około 30 cm, a dalej stopniowo maleje. Spłycający towarzyszy spiętrzenie wody w korytach rozpraszających. Pomiary wykonane 6 lipca 1977 r. wykazały, że poziom wody był tutaj wyższy o 4 mm niż w korycie rzeki bezpośrednio przed wylotem, a o 10 mm niż poziom wody w jeziorze (fig. 16).

Dno koryt rozpraszających wznosi się zazwyczaj łagodnie w stronę obrzeżających je pływów i terenów wynurzonych; na wklęsłych brzegach koryt miejscami obserwowano niewysokie podcięcia erozyjne. Głębokość

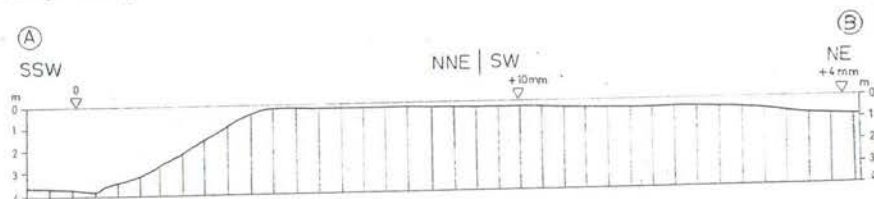


Fig. 16

Profil morfologiczny delty wzdłuż głównego koryta rozpraszającego (6 lipca 1977). Linia profilu podana na figurze 33. Oznaczono wysokości powierzchni wody w rzece i korycie rozpraszającym w stosunku do poziomu wody w jeziorze

Profile of delta along main distributary channel and foreset slope (July 6, 1977). Location of Figure 33. Water-level elevations above lake level are given

głównego koryta rozpraszającego wynosi około 20 cm, bocznych natomiast nie przekracza z reguły 10 cm. Maksymalna prędkość prądu w korycie głównym dochodzi do 60 cm/s, przeważnie waha się w granicach 30–40 cm/s; w korytach bocznych dochodzi ona do 30 cm/s, zwykle jednak jest mniejsza.

Transport materiału żwirkowego, ograniczony jest zazwyczaj do osiowej strefy głównego koryta, gdzie prędkości prądu (mierzone 5 cm nad dnem) wahają się w granicach 47–56 cm/s. W kierunku brzegów koryta udział tego materiału stopniowo zmniejsza się do zera. W strefie osiowej zaznacza się tendencja do koncentrowania się materiału żwirkowego w smugi zorientowane równolegle do nurtu (fig. 17).

Smugi takie mierzą od 50 do 250 cm długości, a od 3 do 18 cm szerokości. Pośród nich występuje materiał piaszczysty przemieszczany najczęściej w formie riplemarków półksiężycowych, o wysokości około 1 cm i rozstępie niewiele przekraczającym 10 cm. Jak się wydaje, większość smug żwirkowych zaczyna się po zaprawowej stronie przeszkód na dnie, jakimi są większe fragmenty skorup lub zakotwiczone fragmenty roślin. Analogiczne formy dna określone terminem *harrow marks* opisał Karcz (1967); opisy smug żwirkowych pod nazwą *streaming lineation* przedstawili m. in. Conybeare i Crook (1968, s. 25), Picard i High (1973, s. 81–93), Rachocki (1974) oraz Kuotaniemi i Rachocki (1976).



Fig. 17

Smugi żwirkowe w głównym korycie rozpraszającym (wrzesień 1976). Szerokość strefy ze smugami wynosi około 2 m; kierunek prądu w lewo w górę; po prawej u góry fragment wynurzonej części wału piaszczystego

Gravel streaks in main distributary channel (September 1976). Zone of streaks about 2 m wide; flow to upper left; at right, fragment of sand bar; vertical photo from pole 7.5 m long

W osiowych partiach koryt bocznych obserwowano również podobne smugi, lecz złożone ze średnioziarnistego piasku, podkreślone obecnością drobnych fragmentów skorup i szczątków roślinnych. Smugi te występowały na głębokościach 10–25 cm, przy prędkości prądu około 30 cm/s, a towarzyszyły im, podobnie jak smugom żwirkowym, riplemarki półksiężycowe, o wysokości nie przekraczającej jednak kilka milimetrów.

Formami dominującymi na całym dnie głównego koryta rozpraszającego i na znacznej części dna bocznych koryt są małe riplemarki prądowe (fig. 18). Rzadko wysokość ich przekracza nieznacznie 3 cm, zwykle waha się około 1 cm. Riplemarki przeważnie złożone są z średnioziarnistego piasku, a w ich bruzdach gromadzi się drobny detrytus roślinny, tam zaś gdzie prąd jest większy, również okruchy skorup i ziarna piasku grubszych frakcji.

W pobliżu osiowej strefy głównego koryta rozpraszającego, w pasie o szerokości 3–5 m dominują riplemarki kręte (*sinuous ripples*) o długościach grzbietów przekraczających często 50 cm. Ich wysokość wynosi około 1 cm, rozstęp waha się w granicach 10–25 cm. Lateralnie przechodzą one w kierunku nurtu w smugi żwirkowe, natomiast w stronę brzegów zastępowane są przez riplemarki sierpowate (*cusped ripples*) przy czym grzbiety tych ostatnich wykazują tendencję do odchylania się w planie w dół prądu w strefach kontaktu z riplemarkami krętymi (por. Picard & High, 1973, fig. 44). Prędkość przesuwania się riplemarków krętych w warunkach normalnych w strefie głównego nurtu jest znaczna i dochodzi do 3 cm/s.

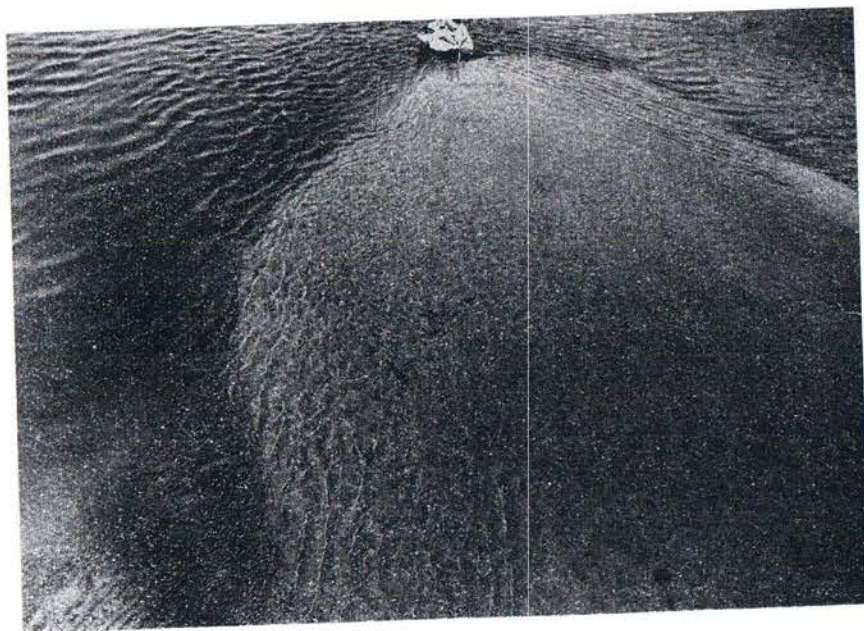


Fig. 18

Wyraźnie zarysowana krawędź czołowego stoku delty w strefie głównego koryta rozprowadzającego (czerwiec 1976). W osiowej części koryta widoczne smugi żwirkowe obocznie przechodzące w ciągi riplemarków sierpowatych, po lewej u dołu fragment półki. Zdjęcie wykonane z masztu 5-metrowej wysokości.

Clearly outlined upper edge of foreset slope at mouth of main distributary channel: June 1976. Gravel streaks in axial part of channel are replaced laterally by trains of cusped ripples; at lower left, fragment of shelf. Oblique view from pole 5 m long

Riplemarki sierpowate występują w brzeżnych strefach głównego koryta rozprowadzającego, a są głównym typem form dennych w korytach bocznych i krawasie nr 3. Riplemarki te w przekroju ac^1 są silnie asymetryczne. W planie mają kształty sierpowate wypukłością skierowane pod prad. Ich wysokość waha się w granicach 0,5–3,5 cm, zwykle wynosi około 2 cm, rozstęp zaś mierzy od 8 do 25 cm. W brzeżnych partiach koryt zarówno wysokość jak i rozstęp omawianych riplemarków osiągają najniższe wartości, a krętość ich grzbietów znacznie wzrasta. Wśród riplemarków sierpowatych występują niezbyt często pojedyncze, a jeszcze rzadziej, połączone riplemarki językowate.

W brzeżnych strefach koryt rozprowadzających, na pograniczu z mielizami bądź z półką, występują dość często asymetryczne riplemarki prostolinijne lub nieznacznie kręte. Wysokość ich grzbietów waha się między 0,3 a 1,5 cm, rozstęp jest w granicach 2–7 cm. W przekroju ac grzbiety są zaokrąglone lub spłaszczone, a w planie wykazują częste bifurkacje. Długość ich grzbietów między bifurkacjami na ogół nie przekracza 50 cm. Często grzbiety ustawione są skośnie (do 40°) w stosunku do osi koryt. Powstawanie tych form dna związane jest z działalnością fal powstających w obrębie koryt rozprowadzających, a załamanych i odbijanych przy brzegach mieliz i nasypów.

W rzeźbie dna koryt rozprowadzających wyróżniają się niekiedy pojedyncze strome stoki, zorientowane poprzecznie do lokalnego kierunku

¹ Układ współrzędnych stosowany powszechnie do charakterystyki struktur warstwowania przekątnego, por. Gradziński *et al.*, 1976, p. 146, 180.

przepływu i w tę stronę nachylone. W normalnych warunkach obserwuje się je sporadycznie, a przy tym tylko w strefie, gdzie szybko migrujące koryto przecina pas półki. Wysokość stoku wynosi zwykle kilkanaście centymetrów, a kąt nachylenia jego powierzchni dochodzi do 30° .

Materiał piaszczysty, dostarczany przez riplemarki przesuwa się po dnie, deponowany jest na stoku w postaci kolejnych lamin przekątnych. W ten sposób stok przyrasta do lokalnego profilu równowagi tej części koryta rozprowadzającego i lateralnie rozrasta się w kierunku przepływu, zasypując trwale (w istniejących warunkach przepływu) znajdujący się przed nim niższy odcinek dna koryta warstwą, równą wysokości stoku w kolejnych etapach jego przyrostu. Takie stoki określamy dalej jako *małe stoki progradacyjne*.

Podczas wysokiego poziomu wody w jeziorze i jednoczesnego przyboru wody w rzece warunki przepływania wody przez obszar równi są odmienne od opisanych. Zanika wówczas system koryt rozprowadzających, a jego rolę przejmuje przepływ rozchodzący się wachlarzowo i mniej więcej równomiernie po całej powierzchni równi. Takie warunki obserwowano

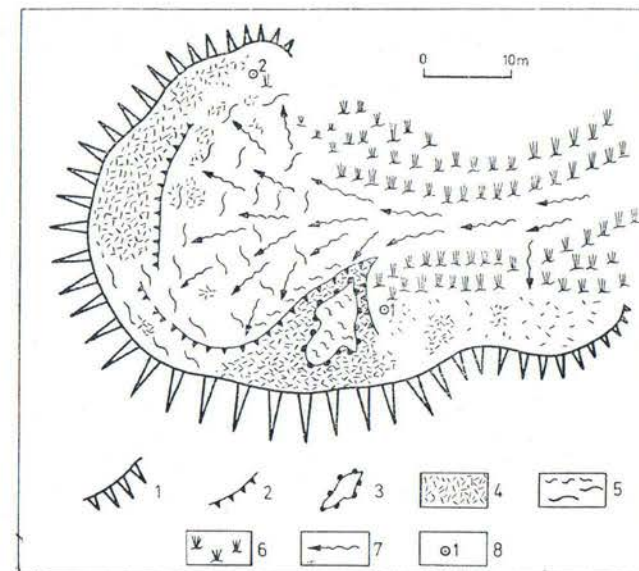


Fig. 19

Formy dna i osady na równi deltowej w warunkach wiosennego przyboru rzeki i wysokiego stanu wody w jeziorze

1 — stok czołowy delty; 2 — małe stoki progradujące; 3 — fragment częściowo zerodowanego nasypu; 4 — dno pokryte szczątkami roślin; 5 — dno piaszczyste pokryte małymi riplemarkami; 6 — zalane wodą wały przykorytowe; 7 — kierunki przepływu; 8 — punkty pomiarowe

Bed forms and sediments on delta surface during spring flood and high stand of lake level

1 — delta foreset slope; 2 — small prograding slopes; 3 — erosional remnant of shallow flat; 4 — bottom covered by accumulation of plant detritus; 5 — sandy bottom with small ripples; 6 — inundated natural jetties; 7 — flow directions; 8 — base points

w marcu 1977 r. (fig. 19); stan wody w jeziorze był wówczas o 21 cm wyższy od normalnego. Równia była wyrównana, znaczną jej część zajmował rozległy nasyp piaszczysty, którego powierzchnię znajdującą się około 20 cm poniżej poziomu wody pokrywały migrujące małe riplemarki. Od strony jeziora nasyp ten ograniczany był na znacznej przestrzeni stoikiem typu małego stoku progradującego, którego wysokość wahała się od kilku do 40 cm. Obszar równi, na który wkraczał stok, pokryty był przeważnie nagromadzonymi tu obficie szczątkami roślinnymi różnej wielkości.

Obszary pozakorytowe

Części równi położone poza korytami rozprowadzającymi przedstawiają się jako pływiczny, na których głębokość przy normalnym stanie wody nie przekracza kilku centymetrów oraz jako tereny niewysoko (rzędu 10 cm) wznoszące się ponad wodę.

Wyraźnie wyróżniającym się elementem, zarówno w rzeźbie jak i rodzajem osadów, są wały piaszczyste, które ciągną się mniej więcej równoległe do krawędzi stoku czołowego i przylegają do półki (fig. 20). Niekiedy zaginają się one w pobliżu koryta głównego rozprowadzającego i

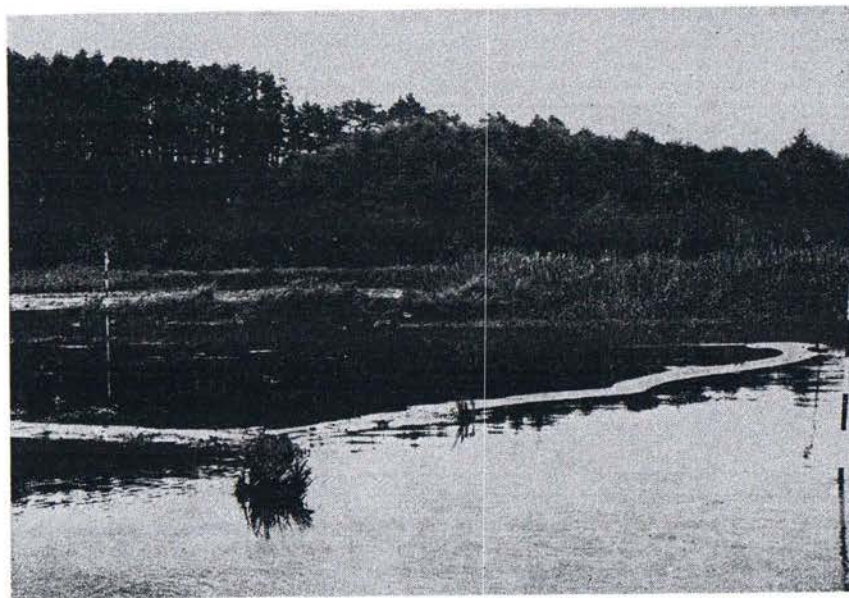


Fig. 20

Wał piaszczysty po północnej stronie głównego koryta rozprowadzającego, widok ku północnemu wschodowi (wrzesień 1976)

Sand bar at northern bank of main distributary channel, view to north-east (September 1976)

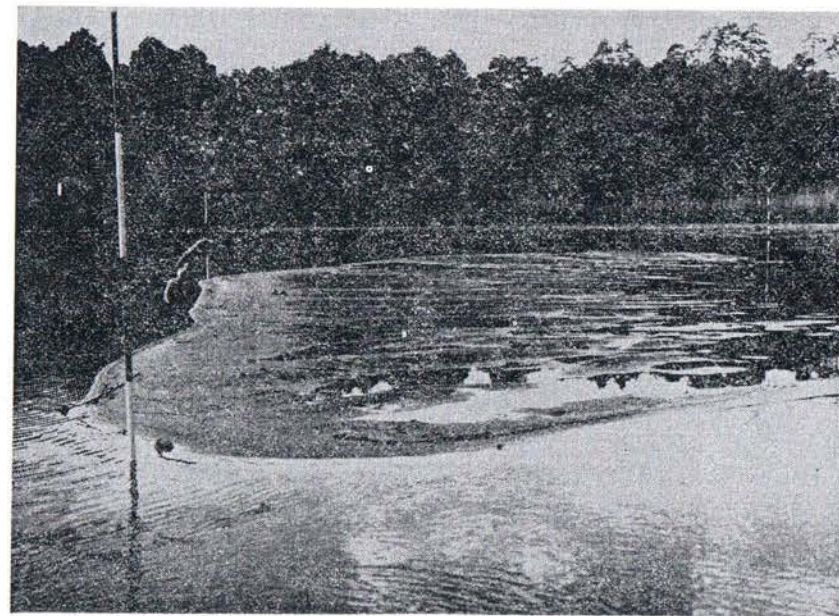


Fig. 21

Wał piaszczysty z wydłużonymi stożkami przelewowymi wkraczającymi na obszar laguny (lipiec 1977). Na pierwszym planie główne koryto rozprowadzające

Sand bar with elongated washover fans built into lagoon (July 1977). Main distributary channel in foreground

ciągną się na pewnym odcinku wzdłuż jego brzegów w stronę wylotu koryta rzeki. Po wewnętrznej stronie takich zagiętych wałów rozciągają się pływiczny o charakterze lagun.

W przekroju poprzecznym wały są nieznacznie asymetryczne, a grzbieity ich są łagodnie zaokrąglone. Stronnszy zewnętrzny stok nachylony jest w stronę jeziora (lub koryta rozprowadzającego) pod kątem 3—5°.

Wały formowane są i modelowane przez fale. Podczas falowania, zewnętrzne skłony wałów zajęte są przez strefę zmywu z typowymi dla niej drobnymi formami. W warunkach silnego falowania, fale przelewają się przez grzbieity wałów, tworząc po przeciwnej stronie wydłużone stożki przelewowe (fig. 21).

Przy silnym wietrze wiejącym z kierunków zachodnich, fale docierają w głąb głównego koryta rozprowadzającego, przyczyniając się do przedłużania piaszczystych wałów ciągnących się wzdłuż jego brzegów i do formowania na ich końcach zakrzywionych rogów (fig. 22). Przy takim wietrze również zewnętrzne wały przedłużają się ku wschodowi wskutek transportu piasku w strefie zmywu (por. fig. 13, III).

Sierpowate wały piaszczyste związane genetycznie z falowaniem powstają również miejscami na pograniczu obszarów międzykorytowych z po-

rośniętymi roślinnością szuwarową wałami przykorytowymi (fig. 23). Szanse zachowania się nagromadzonych tutaj osadów są stosunkowo duże, wały te bowiem są stopniowo utrwalane przez wkraczającą na nie roślinność. W lokalnych obniżeniach poza wałami nagromadzone bywają szczególnie licznie skorupy małży z rodzaju *Unio*.

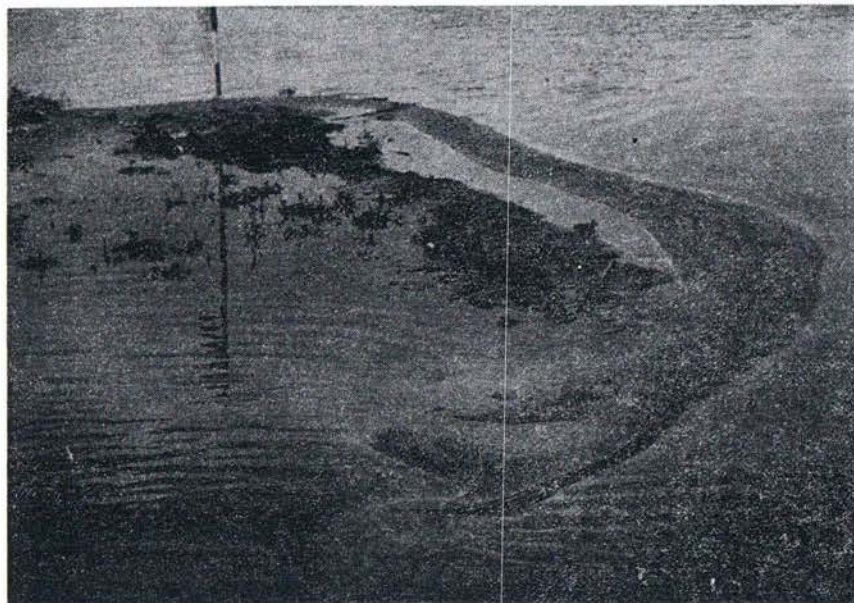


Fig. 22

Zagięty wał piaszczysty położony po północnej stronie wylotu głównego koryta rozprowadzającego (wrzesień 1976)

Hooked sand bar north of main distributary channel (September 1976)

Pozostałą część obszarów pozakorytowych cechuje występowanie na powierzchni osadów mułowo-piaszczystych z domieszką drobnego detrytus roślinnego, wskutek czego wyróżniają się one ciemnoszarą lub brudną barwą. Ta część równi ma postać płyczn, miejscami pokrytych tylko cienką warstwą wody. Przez niektóre płyczn przepływa wolno woda (prędkości prądów poniżej 5 cm/s), na innych woda stagnuje. Granice między płycznami a korytami rozprowadzającymi na ogół nie są wyraźne. Część płyczn osłonięta wynurzonymi wałami piaszczystymi ma charakter miniaturowych lagun. Jedynie tam, gdzie ruch wody spowodowany przepływem lub falowaniem jest znaczniejszy, rozwinięte są małe riplemarki prądowe, prądowo-falowe lub falowe. Reszta płyczn ma dno gładkie. Podobny charakter mają wynurzone mielizny, które przylegają do zarośniętych wałów przykorytowych lub wznoszą się nieznacznie nad wodę wśród płyczn.

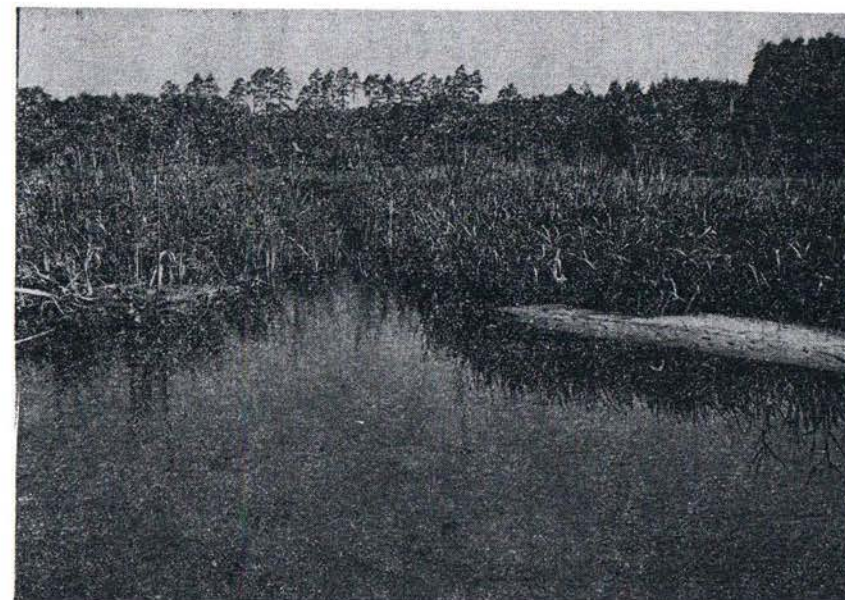


Fig. 23

Ujście krewasy nr 3 (czerwiec 1976). Po prawej fragment sierpowatego wału piaszczystego na skraju szuwarów; po prawej u dołu widoczne riplemarki interferencyjne przechodzące w drobne riplemarki sierpowate, które pokrywają dno krewasy przecinającej półkę

Mouth of crevasse No 3 (June 1976). At right, fragment of cusped sand bar; shelf bottom covered with interference ripples (lower left) and small cusped ripples in zone of outflow from crevasse (lower center)

Półka

Część równi deltowej sąsiadująca bezpośrednio z jeziorem wystawiona jest najbardziej na działanie fal; jedynie tam, gdzie zewnętrzny pas równi przecinają końcowe odcinki koryt rozprowadzających, ustępuje ono działaniu płynącej wody. Natomiast na pozostałych odcinkach tego pasa, nazywanych w tej pracy półką, dominującą rolę odgrywają procesy związane z falowaniem. Gdy system koryt rozprowadzających okresowo zanika, półka obejmuje cały zewnętrzny pas równi.

Półka nachylona jest w stronę jeziora pod kątem kilku stopni. W zachodniej, końcowej części nasypu deltowego szerokość półki jest największa, a dolna jej granica sięga tutaj najniżej, przekraczając nieco głębokość 0,5 m. Podczas silnego falowania fale dochodzące do delty zaczynają się deformować na granicy półki; półka zajęta jest wówczas przez strefę przyboju, w najwyższej, wewnętrznej części również przez strefę zmywu.

Działanie falowania, które prowadzi do dostosowania profilu półki do krzywej profilu równowagi, ujawnia się szczególnie wyraźnie w miejscach, zajętych poprzednio przez strefy wylotu koryt rozprowadzających. Po opuszczeniu takiego miejsca wskutek migracji lub zaniku koryta, naj-



Fig. 24
Powierzchnia półki ze śladami małża *Unio*
Shelf bottom with traces of pelecypod *Unio*

wyższa część nagromadzonych tu wcześniej osadów zostaje stosunkowo szybko ścięta przez erozję fal (por. fig. 25, profile 2, 3). W wyniku tego górna krawędź stoku ulega erozyjnemu obniżeniu. Najbardziej wewnętrzna część obszaru półki zostaje natomiast nadbudowana, a na jej skraju formowany jest zazwyczaj wał piaszczysty.

Ze względu na to, że do delty fale dochodzą najczęściej od zachodu lub południowego zachodu, transport materiału wzdłuż półki przez prądy wywołane falowaniem skierowany jest głównie ku wschodowi.

Normalnie półka pokryta jest piaskiem, natomiast podczas wysokiego poziomu wody w jeziorze gromadzą się tutaj w większej ilości szczątki roślinne (por. fig. 19).

Podczas falowania na powierzchni półki tworzą się riplemarki prostolinijne lub lekko kręte, o stosunkowo długich, bifurkujących grzbietach. Przy zanikaniu falowania te ulegają zwykle przeobrażeniu w riplemarki interferencyjne, z kolei są rozmywane i zachowują się w postaci nieregularnej siatki wałków; zagłębienia między nimi wypełnione są drobnym detrytusem roślinnym i wzbogacone w materiał pelityczny. Na takich powierzchniach obserwuje się pospolicie ślady małży z rodzaju *Unio* (fig. 24).

Osady równi deltowej

Zróżnicowanie i zmiany warunków w jakich zachodzi depozycja na obszarze równi znajdują swoje odzwierciedlenie w składzie i strukturach sedymentacyjnych gromadzonych tutaj osadów oraz w dużej zmienności tych osadów zarówno w pionie jak i w kierunku bocznym (fig. 32).

Wśród osadów wyróżnić można dwa dominujące typy, powiązane ze sobą bocznymi przejściami lub wzajemnie zazębiające się w profilu pionowym. Pierwszy związany jest z systemem koryt rozpraszających lub wachlarzowato rozchodzącym się po całej równi przepływem o stosunkowo znacznej sile transportowej (wydolności). Drugi reprezentowany jest przez osady powstające w warunkach słabych prądów lub w stagnującej wodzie, a więc takich jakie normalnie panują głównie na obszarach pozakorytowych.

Osady typu pierwszego złożone są w przewadze ze średnioziarnistego piasku, z licznym udziałem frakcji grubszych, ze żwirkiem włącznie. Osady te niemal w całości są warstwowane przekątnie. Zestawy lamin przekątnych o małej skali mają na ogół miąższość 2 — 3 cm i mają kształt tabularny lub rynnowy (tabl. VII). Ich powierzchnie graniczne są przeważnie ostre, trafiają się jednak gradacyjne. Upady lamin przekątnych wahają się w dużym zakresie.

Pospolicie występują także struktury warstwowania przekątnego o miąższości zestawów 10—30 cm (tabl. VIII). Zgodnie z terminologią Allena (1963) należy je zaliczyć do struktur o dużej skali; ze względów praktycznych, w celu odróżnienia ich od zestawów o jeszcze większej miąższości, które występują w osadach stoku czołowego, struktury te określamy dalej jako warstwowanie przekątne o średniej skali. W tych strukturach powierzchnie graniczne zestawów są z reguły ostre i na ogół płaskie. W przekroju *ac* zarysy laminy najczęściej dochodzą kątowno do dolnej powierzchni granicznej zestawu, a kąt ich upadu jest stromy i oscyluje w pobliżu 30°. Takie zestawy występują z reguły pojedynczo i stosunkowo często leżą na cienkiej warstwie złożonej z bardziej drobnoziarnistego piasku lub też na warstwie przepełnionej grubym detrytusem roślinnym, cechuje je też stosunkowo znaczny zasięg lateralny. Zarówno cechy struktur, jak i obserwacje przeprowadzone na powierzchni równi pozwalają wiązać warstwowanie tego rodzaju depozycją w obrębie małych stoków progradujących i z genetycznego punktu widzenia zaliczyć je do agradacyjnego warstwowania przekątnego (zgodnie z terminologią Joplinga, 1966).

Dość trzeba, że udział tych struktur w osadach omawianego typu jest znacznie większy w porównaniu z rzadkim na ogół występowaniem wspomnianych stoków na powierzchni delty. Wynika to stąd, że szanse trwałego zachowania się osadów powstających w obrębie owych stoków są większe niż szanse zachowania się osadów związanych z formami transportu rytmicznego.

Poza warstwowaniem przekątnym, inne struktury depozycyjne występują w osadach omawianego typu całkowicie podrzędnie. Należy do nich płaska lub lekko falista, mniej więcej pozioma laminacja. Pospolite są natomiast powierzchnie erozyjne, płaskie lub lekko wklęsłe, o bardzo różnym zasięgu lateralnym. Poza wspomnianymi warstwami bogatymi w gruby detrytus roślinny, które zresztą w profilu pionowym trafiają się

dość rzadko, większe szczątki roślinne tylko sporadycznie obserwuje się wśród piasków.

Osady drugiego z dominujących typów złożone są z materiału o drobniejszym ziarnie, głównie z drobno- i bardzo drobnoziarnistego piasku, miejscami z dużą domieszką frakcji drobniejszych. Cienkie wkładki wzbogacone w ziarna grubsze występują rzadko. Przeważa tutaj warstwowanie poziome, podkreślone obecnością smug wzbogaconych w szczątki roślinne, wśród których przeważają płasko ułożone liście (tabl. IX). Różne szczątki roślinne tworzą również grubsze wkładki (miąższości od centymetra do kilku centymetrów), które w profilu pionowym występują zazwyczaj co kilkanaście centymetrów. Laminacja w piaskach jest przeważnie słabo widoczna lub nawet niedostrzegalna na próbach utrwalonych. Warstwowanie przekątne występuje podrzędnie i reprezentowane jest przez struktury o małej skali.

Wśród osadów omawianego typu występują stosunkowo rzadko pojedyncze zestawy warstwowania przekątnego o średniej skali, podobne do opisanych poprzednio; są one złożone z piasku średnioziarnistego, a ich miąższość nie przekracza 10 cm. Takie wkładki powstały najprawdopodobniej wskutek przesuwania się małego stoku progradującego i wiążą się z epizodami zasypywania płyczn przez płaski, wachlarzowaty nasyp w warunkach podwyższonego poziomu wody w jeziorze.

Obok scharakteryzowanych dwóch dominujących typów osadów występują jeszcze inne, które odgrywają jednak mniejszą rolę w budowie równi. Należą tutaj przede wszystkim osady wałów piaszczystych formowanych wskutek działania fal jeziora. Złożone są one z średnio lub drobnoziarnistego piasku, cechuje je płaska, nieraz słabo widoczna laminacja; laminy i zestawy lamin nachylone są pod niewielkim kątem w stronę jeziora lub w kierunku przeciwnym (tabl. X, XI). Takie struktury typowe są dla piasków plażowych (por. Thompson, 1937; Logvinenko & Remizov, 1964). W piaskach wałów występują niekiedy smugi i cienkie soczewki złożone z okruchów skorup, a rzadsze są skupienia grubszego detrytus roślinnego. Miąższość omawianych piasków nie przekracza 20 cm. Bezpośrednio powyżej ściętych erozyjnie osadów stoku czołowego występują miejscami niegrube warstwy (rzędu 10–20 cm), nachylone pod niewielkim kątem w stronę jeziora (por. tabl. XV). Są one złożone bądź z piasku laminowanego płasko, a przy tym równoległe do dolnej powierzchni warstwy, bądź z podobnie ułożonych osadów mułowo-piaszczystych z falistymi, cienkimi wkładkami piasku. Osady takie interpretowane są jako deponowane lokalnie na półce, głównie w jej dolnej części lub też w sąsiedztwie wylotów koryt rozprawadających.

STOK CZOŁOWY

Materiał ziarnisty przenoszony przez równię gromadzony jest niemal w całości na stoku czołowym. Depozycja ma tutaj charakter trwały, bowiem tylko osady najwyższej części stoku mogą ulegać następnie erozji, głównie wskutek działania fal. Stromy i z reguły jednakowy w danym profilu kąt nachylenia powierzchni stoku jest przede wszystkim wynikiem wysokiego stosunku materiału wlezonego do zawiesiny i grawitacyjnego osypywania się tego materiału po stoku.

W związku z nachyleniem dna jeziora, na które wkracza stok, jego wysokość w aktywnej części delty wynosi po stronie północnej około 1 m i stopniowo zwiększa się ku południowi, osiągając maksymalnie prawie 4 m.

Górna krawędź stoku z reguły zaznacza się wyraźnie. Siega ona wyżej (do głębokości około 0,2 m) przy wylotach koryt rozprawadających, a między nimi obniża się, miejscami nawet do głębokości 0,55 m. Na profilach morfologicznych (fig. 25) dolna granica stoku jest na ogół dobrze widoczna, natomiast wizualne, bezpośrednie jej obserwacje utrudnia obecność licznych szczątków roślinnych, które pokrywają dolną część stoku i jego przedpole.

Stok jest stromszy po stronie południowej i południowo-zachodniej (średni kąt nachylenia w poszczególnych profilach 27–30°, maksymalny do 33°, wyjątkowo nawet 38°), a mniej stromy dalej ku północy (średni kąt jest rzędu 20–25°, maksymalny nieznacznie go przewyższa).

Powierzchnia stoku pod wylotami koryt rozprawadających pokryta jest zawsze ciągnącymi się w dół smugami piasku, które powstają podczas lawinowego osypywania się materiału; szerokość tych smug wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów, rzadko więcej; między nimi rozpościerają się węższe przeważnie smugi złożone z ziarn piasku w wyraźnie grubszej frakcji, często z domieszką okruchów skorup i drobnych szczątków roślinnych (tabl. I, fig. 1, 2). Ku dołowi stoku występują luźno na jego powierzchni liczniejsze szczątki roślinne (tabl. II, fig. 1), które niżej przechodzą w charakterystyczne nagromadzenie takich szczątków, które pokrywa najniższą część stoku i ciągnie się dalej na jego przedpola. W jego brzeżnych partiach, szczątkom roślinnym towarzyszą ziarna piasku (zwykle grubszych frakcji) i żwirku oraz fragmenty skorup mięczaków (tabl. III, fig. 2); dalej domieszkę tworzą głównie pojedyncze skorupy (tabl. III, fig. 1). Granica tego nagromadzenia sięga wyżej na stok w strefach między wylotami koryt rozprawadających, a obniża się niemal do podnóża stoku poniżej tych wylotów (por. fig. 25).

W częściach stoku czołowego, które znajdują się między wylotami koryt rozprawadających, na powierzchni osadów nie są na ogół widoczne ślady świeżego osypywania się materiału. Przeważnie jest ona pokryta delikatną, bardzo cienką warstewką substancji przypominającej sapropel, bogatą w detrytus roślinny. Warstewka ta nie maskuje jednak w pełni materiału piaszczystego występującego pod nią, lecz nadaje powierzchni stoku ciemniejsze zabarwienie w porównaniu z częściami stoku, które położone są poniżej wylotów koryt.

W marcu 1977, w warunkach podniesionego poziomu wody w jeziorze i rzece (por. fig. 19) obserwowano, że nagromadzone obficie na skraju równi szczątki roślinne spełzywały po powierzchni stoku.

Próby skrzynkowe i wiercenia wykonane w różnych częściach stoku wykazują, że zbudowany jest on z piasków, których charakterystyczną cechą jest warstwowanie przekątne o dużej skali (tabl. XIII–XV) z laminami nachylonymi stromo w stronę jeziora, pod kątem zbliżonym do kąta nachylenia powierzchni stoku w danej części nasypu deltowego.

Piaski deponowane na stoku są przeważnie średnioziarniste (tab. 1) i z reguły laminowane. Laminacja zaznacza się przede wszystkim dzięki zmianom w grubości ziarna. Miąższość większości lamin jest rzędu niewielu milimetrów, a ich zasięg jest zwykle rzędu decymetrów. Zarysy

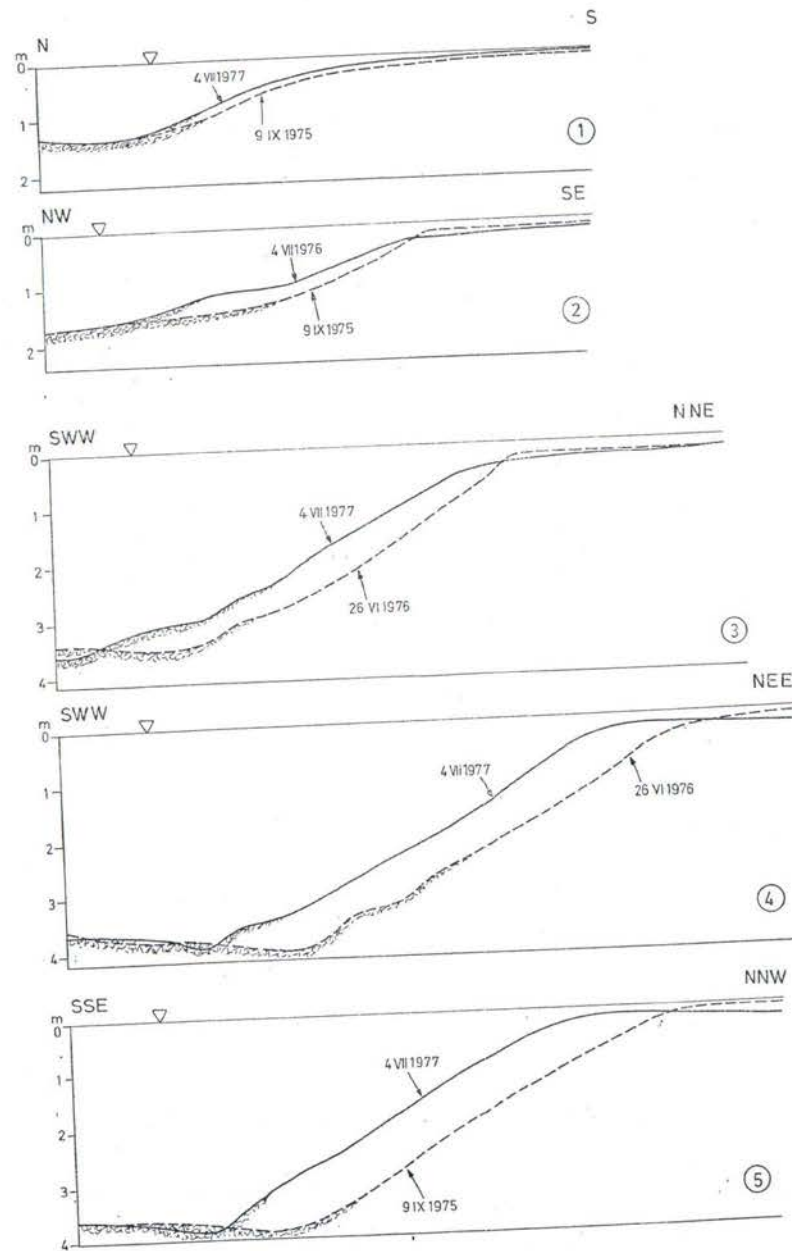


Fig. 25

Zmiany profilu stoku czołowego. Lokalizacja poszczególnych profilów na figurze 33. W dolnej części stoku zaznaczony zasięg nagromadzenia fragmentów roślinnych

Profiles indicating progradation of foreset slope. Location in Figure 33. Extent of plant detritus accumulations at toe of slope is shown

lamin w przekroju *ac* są mniej więcej proste, rzadziej lekko faliste lub nieznacznie wklęsłe, a sporadycznie lekko wypukłe. Stosunkowo rzadko obserwuje się w próbach niegrube (do 15 cm) warstwy piasku, w których laminacja jest prawie niedostrzegalna.

Wyraźne granice zestawów lamin przekątnych widoczne są tylko w niektórych próbach i związane są z występowaniem wkładek bogatych w szczątki roślinne. W innych przypadkach granic takich dopatrywać się można, biorąc pod uwagę nieznaczne niezgodności kątowe (do 4°) między

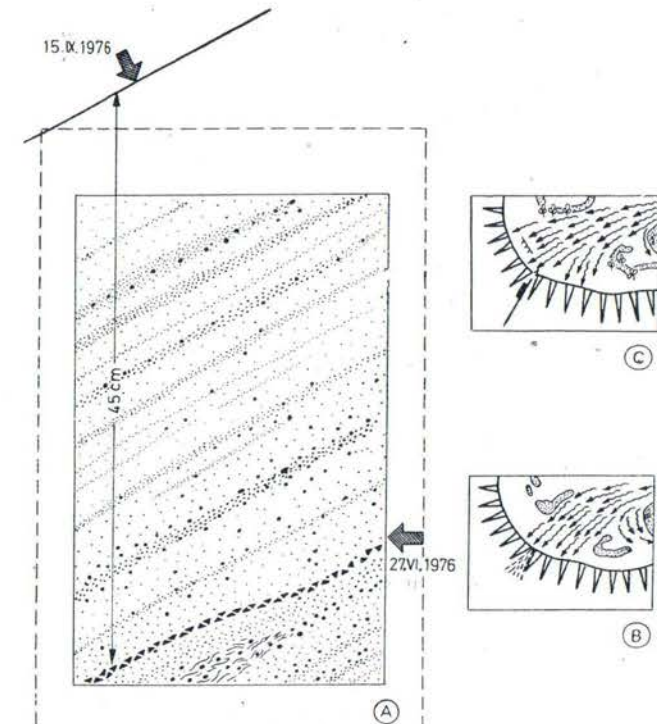


Fig. 26

Określenie szybkości przyrostu osadów na stoku czołowym przy zastosowaniu warstwy reperowej

A — przekrój osadów stoku czołowego w próbie skrzynkowej B-6 (dolna strzałka wskazuje położenie sztucznej warstwy reperowej, obok data usypania; górna strzałka — powierzchnia stoku w dniu pobrania próby; linią ciągłą oświetlono utrwaloną część próby, linią przerywaną zewnętrzne krawędzie próby); B — przerywanymi liniami zaznaczono na fragmencie planu rozmieszczenie warstwy reperowej w dniu jej usypania; C — lokalizacja próby skrzynkowej B-6

Determination of sedimentation rate on foreset slope with aid of artificial datum layer

A — section of foreset deposits in box-core B-6 (lower arrow indicates position of artificial datum layer and date of its emplacement, upper arrow — sediment surface at date of the box-core collecting; solid line shows position of epoxy relief peel within the whole box-core section—dashed line); B — situation of artificial datum layer at date of its emplacement; C — situation of box-core B-6

kontaktującymi ze sobą pakietami lamin; często jednak niezgodności takie zanikają bocznie w obrębie próby. Na podstawie uzyskanych danych wnosić można, że miąższość wyraźnie indywidualizujących się zestawów waha się od 0,5 do 2 m, a ich powierzchnie graniczne nachylone są mniej więcej zgodnie z upadem lamin przekątnych.

Wśród laminowanych przekątnie piasków występują wkładki złożone ze szczątków roślinnych (tabl. XVI). W osadach wyższej części stoku są one rzadkie i cienkie (do kilku centymetrów), w najniższej części stoku występują dość licznie, bywają grubsze i przeważnie szybko wyklinowują się ku górze (tabl. XVII). Pierwsze z tych wkładek związane są z zasypywaniem zwartej warstwy szczątków roślinnych, która od czasu do czasu, w szczególnych warunkach pokrywa cały stok, drugie powstają w wyniku zaszewiania się grawitacyjnie osypującego się piasku z występującym u podnóża stoku nagromadzeniem szczątków roślinnych.

Przyrost osadu stoku czołowego zachodzi szczególnie intensywnie lub nawet wyłącznie przy wylotach koryt rozprowadzających. W tych miejscach materiał dostarczany jest w formie riplemarków, które przesuwać się po dnie koryt zazwyczaj docierają na samą krawędź stoku. Przy zastosowaniu warstwy reperowej stwierdzono, że przy wylocie głównego koryta rozprowadzającego w ciągu 80 dni nagromadzona została warstwa piasku o grubości — mierzonej w pionie — 45 cm (fig. 26). Na płytkach metalowych umieszczonych na stoku w strefie wylotu obserwowano, że przyrost piasku w ciągu 14 godz. wynosił około 5 mm.

Szybki przyrost osadów stoku w pobliżu aktualnych wylotów koryt prowadzi do powstawania lokalnych wybrzuszeń zaznaczających się w przebiegu izobat (por. fig. 30, 31). Migracja koryt, jak też i odnawianie się ich po okresach nadbudowania i spłaszczenia obszaru równi, powoduje przemieszczanie się stref intensywnego przyrostu stoku. W ogólnym efekcie tego stok prograduje mniej więcej równomiernie (fig. 25) i w planie zachowuje półkolisty zarys. Przedłużanie się stoku ku wschodowi, po południowej stronie lewego wału przykorytowego, jest głównie wynikiem dostawy materiału na stok przez istniejące tutaj dwie krewasy, a częściowo spowodowane jest transportem materiału wzdłuż półki w kierunku wschodnim.

Boczne nakładanie się osadów strefy intensywnego przyrostu na podobne osady starsze prowadzić może do powstawania nieznacznych niezgodności kątowych między pakietami lamin przekątnych.

PRZEDPOLE STOKU DELTY

Przedpole delty jest strefą, gdzie na dnie jeziora, poza stokiem czołowym, zachodzi jeszcze depozycja części materiału wnoszonego przez rzekę. Są to głównie szczątki roślinne oraz drobnoziarnisty piasek i pył.

Namoknięte szczątki roślinne unoszone są w korycie ponad dnem, po czym u wylotu koryt staczają się po stoku lub opadają na dno poza stoki. Są to głównie drobne patyki, liście drzew, fragmenty kory, szuwarów i trzciny (tabl. XVIII). Gromadzą się one na dnie w pobliżu podnóża stoku, częściowo pokrywają też stok, wkraczając najwyżej w nieczynnej

jego części. Grubość tych nagromadzeń i ich rozmieszczenie ulega ciągłym zmianom. W niektórych miejscach, gdzie wśród zgromadzonych na dnie szczątków przeważają liście (tabl. III, fig. 2), tworzy się z nich rodzaj zwartej maty.

W czerwcu 1977, w chwilę po pobraniu prób skrzynkowych u południowo-wschodniego podnóża delty, na powierzchnię jeziora wypłynął płat takiej maty o długości ponad 2 m, szerokości kilkudziesięciu centymetrów i grubości około 30 centymetrów. Wydzielał on silny zapach siarkowodoru i obficie wydzielali się z niego banieczki gazu. Był on na tyle zwiezły, że rozpadał się bardzo wolno pomimo silnego falowania jeziora.

W miarę oddalania się od stoku delty szczątków roślinnych jest coraz mniej i stopniowo ich miejsce zajmuje mułk sapropelowy tworzący powierzchnię warstw osadów jeziora.

Nagromadzenie szczątków roślinnych u samego podnóża delty można tłumaczyć opadaniem ich na dno w pobliżu wylotów koryt, bądź znoszeniem ich do podstawy stoku przez prąd płynący w pobliżu dna w kierunku delty. Obecność takiego prądu należałoby wiązać z komórką wirową stwierdzoną u podnóża stoków czołowych w badaniach laboratoryjnych (por. Jopling, 1965).

Wprawdzie młynkiem hydrometrycznym nie udało się wykryć ruchu wody u podnóża stoku, jednakże nurkowie pracujący w tej strefie obserwowali, że uniesione ponad dno fragmenty roślin płynęły wolno w kierunku delty. Przy bezwietrznej pogodzie obserwowano z łodzi u wylotu koryta rozprowadzającego liście podpływające wzdłuż stoku czołowego ku powierzchni.

Od północy i północnego wschodu, gdzie u podnóża delty wśród szczątków roślinnych tworzących tutaj szczególnie grubą warstwę (fig. 34), dominują duże fragmenty gałęzi, które tworzą rodzaj ażurowego rusztowania podtrzymującego drobniejsze fragmenty przed opadaniem niżej. Taki charakter ma dno północnej zatoki nie tylko u podnóża delty, ale w całej wewnętrznej części zatoki. Jest to związane z tonięciem drewna pływającego po powierzchni wody, które spychane jest przez wiatr w północno-wschodni koniec jeziora. Drewno pochodzi nie tylko z rzeki, ale i z brzegów jeziora. Występowanie tego nagromadzenia u podnóża delty nie jest zatem bezpośrednim wynikiem depozycji materiału u ujścia rzeki.

Poniżej wylotów koryt rozprowadzających, gdzie intensywnie zachodzi osypywanie piasku w dół stoku, szczątki roślinne nagromadzone na dnie są zasypywane przez piasek (tabl. III, fig. 2). W wyniku tego tworzą one wkładki wyklinowujące się ku górze, ułożone zgodnie z laminacją stoku czołowego (tabl. XVII).

W czasie bezpośrednich obserwacji przedpola delty nie stwierdzono, by piasek ze stoku czołowego wynoszony był na dno jeziora poza podstawę stoku. Jednakże w wierceniach i próbach skrzynkowych stwierdzono, że sapropelowe muły dna jeziora są często zapiaszczone, (tabl. XX), a także zawierają warstwy drobnoziarnistego piasku (tabl. XIX).

Po północnej stronie delty piasek stwierdzono jedynie w postaci warstewki grubości 9 cm wśród sapropelowych mułów w wierceniu W-16 (fig. 34). Po północno-zachodniej stronie delty osady dna jeziora w zasadzie nie zawierały piasku. Jedynie wiercenia wykonane w czerwcu 1977 (W-55, 56, 57) wykazały obecność domieszki piasku w powierzchniowej warstwie mułku do głębokości około 20 cm. Ostatnie z wymienionych wierceń wykonano w pobliżu wiercenia W-17, w którym rok

wcześniej piasku nie stwierdzono. Na zachód od delty dno jeziora pokryte jest piaskiem, którego warstwa gruba o miąższości około 20 cm w pobliżu delty cienieje stopniowo, by zaniknąć w odległości około 40 m od podstawy stoku (W-31—36). Okresowo na powierzchni piasku gromadzą się szczątki roślinne (w czerwcu 1976 było ich ponad 60 cm). Dalej ku południowi warstwa piasku pokrywa dno jeziora jeszcze w miejscach wierzeń W-28, W-60, W-59, W-58. Dopiero w wierzeniu W-54 oddalonym o około 30 m od podstawy występują czyste osady fitogeniczne. W pobliżu podstawy stoku od południa (W-13) osad dna do głębokości około 1 m składa się z cienkich przewarstwień (do 6 cm) mułku sapropelowego, piasku i mułów piaszczystych. W nieco większej odległości od podstawy stoku wśród mułków spotyka się pojedyncze parocenty-metrowe warstewki piasku wykazujące uziarnienie frakcyjne (W-58, 60) lub laminację przekątną (tabl. XIX).

Mechanizm sedymentacji piasku w osadach przedpola delty nie jest jasny, ponieważ, jak wspomniano wcześniej, podczas bezpośrednich obserwacji cały piasek osadzał się na stoku czołowym. Najbardziej prawdopodobne wydają się dwie możliwości:

1. Sedymentacja z prądów zawieszinowych. Osad deponowany na stoku czołowym może w pewnych warunkach (przeciążenie górnej części stoku, wstrząsy) ulec upłynnieniu i przemieszczeniu w dół z wytworzeniem prądu zawieszinowego. Na możliwość powstawania prądów zawieszinowych wskutek osuwania się stoków delt jeziornych zwrócił uwagę Gustavson (1975b) badając procesy sedymentacji w jeziorze Malaspina na Alasce.

2. Opadanie na dno piasku naniesionego przez rzekę na powierzchnię zamrożonego jeziora lub wmarzniętego w kry wypływające z rzeki. Namnywanie piasku na powierzchnię lodu obserwował jeden z autorów (Rachocki, 1974) w korycie Raduni.

ROZWÓJ DELTY

Stok czołowy rozrasta się mniej więcej promieniście, najsilniej w kierunku zachodnim, z odchyleniem ku południowi. Ten kierunek uwarunkowany jest oscylowaniem wylotu głównego koryta rozprowadzającego między kierunkami WNW i SW. W ten sposób nasyp deltowy wysuwa się coraz dalej w jezioro, a stok czołowy wkracza na coraz głębszą wodę, wskutek czego zwiększa się jego wysokość. Narastanie delty powoduje przesuwanie się stref zajętych przez poszczególne środowiska sedymentacyjne, co prowadzi do powstania pionowej sekwencji osadów, omawianej w następnym rozdziale.

W ślad za przesuwaniem się końcowej, aktywnej części delty, wydłuża się jej część utrwalaona, na obszar równi bowiem wkracza roślinność porastająca wały przykorytowe (tabl. XII). Rezultatem tego jest również skoncentrowanie przepływu w korycie ograniczonym wałami, zwiększenie tam szybkości prądu i nasilenie erozji dennej. Koryto rzeki w miarę przesuwania się jego wylotu, wcinia się w osady aktywnej części równi i w wyższą część osadów stoku czołowego.

Rozwój roślinności w utrwalonej części delty i w sąsiadujących z nią przybrzeżnych częściach zatok sprzyja gromadzeniu się tam szczątków roślinnych, które wraz z jeziornym mułem sapropelowym przykrywają starsze części piaszczystego nasypu deltowego.

Zarastanie powierzchni utrwalonej części delty oraz gromadzenie się na dnie przyległych zatok szczątków roślinnych i mułu sapropelowego zacierają stopniowo pierwotną rzeźbę nasypu deltowego.

Na podstawie konfiguracji dna tej części jeziora, w której rozwinięty jest nasyp deltowy, wnosić można, że jego grubość wzrasta stopniowo ku zachodowi. W końcowej części delty grubość nasypu jest ponadto znacznie większa po stronie południowej niż po północnej (fig. 34).

Z porównania dzisiejszej sytuacji z mapą topograficzną 1 : 25 000, opartą na zdjęciu z 1935 r., wynika, że ówczesne ujście Płocicznej znajdowało się około 70 m ku ESE od obecnego wylotu jej koryta (fig. 27).

W wierzeniach wykonanych w pobliżu dawnego ujścia (W-40 do 42, W-60 do 70) stwierdzono obecność nasypu piaszczystego z warstwami przekątnymi o dużej skali. Płetwonurkowie obserwowali również fragmenty stoku czołowego zbudowanego z piasku w odległości około 20 m kierunku jeziora od starego ujścia.

W rejonie dawnego ujścia linia brzegowa jeziora nie przesunęła się w sposób wyraźny. Można zatem sądzić, że wkrótce po 1935 r. rzeka zaczęła uchodzić do jeziora w innym miejscu położonym dalej ku północy i tam rozpoczęło się formowanie obecnego nasypu deltowego. Objętość tego nasypu oszacowano na około 6600 m³, co dla okresu 40 lat daje przeciętnie przyrost objętościowy rzędu 160 m³ na rok.

Obecny przyrost roczny, oceniony na podstawie porównania planów i przekrojów wykonywanych podczas kolejnych ekspedycji, wynosi około 200 — 250 m³. Wartość ta jest większa od przeciętnej dla 40 lat. Należy sądzić, że jest to wynikiem uaktywnienia procesów korytowych w rzece, które nastąpiło, jak już wspomniano w połowie lat pięćdziesiątych w związku z osuszeniem sztucznego kanału. Najprawdopodobniej zwiększona dostawa piasku była także powodem zmiany kształtu dotychczasowego nasypu deltowego i jego rozszerzania się w końcowej części. Objętość tej części nasypu oszacowano na około 5600 m³. Jeżeli przyjmie się, że ta część delty powstała w ciągu ostatnich 22 lat (po osuszeniu kanału), to średni roczny przyrost wynosić będzie około 210 m³; jest to wartość mieszcząca się w granicach wielkości rocznego przyrostu obliczonej dla ostatnich dwóch lat.

Powyższe obliczenia mogą być obciążone w pewnym stopniu błędami m. in. wynikającymi z niewłaściwego oszacowania objętości nasypu delty. Istnieją bowiem przesłanki, że grzęźnie on w podścielających osadach jeziora.

Położenie dolnej granicy nasypu piaszczystego trudno jest określić w sposób dokładny, w żadnym bowiem z wierzeń usytuowanych na równi deltowej nie udało się przebić nasypu. Jedynie wierzenia usytuowane w niższych częściach stoku przebiły podstawę nasypu. Rdzenie z tych wierzeń wykazały, że przekątnie warstwowe piaski stoku czołowego sięgają około 40 cm niżej, niż interpolowana powierzchnia dna jeziora. Pozwala to wnosić, że nasyp piaszczysty grzęźnie w podścielających go plastycznych osadach jeziornych.

Zaburzenia w podłożu wywołane ciężarem osadów delt znane są od dawna (Credner, 1878; Gilbert, 1890). Nierównomierne obciążenie spowodowane przez wkraczanie piaszczystych osadów deltowych powoduje powstawanie diapirów mułowych, które opisano ze współczesnych delt, zarówno morskich (Fisk, 1961; Morgan *et al.*, 1968) jak i jeziornych (Miffilin, 1970). Powstawanie diapirów ułatwione jest obecnością metanu (por. Hedberg, 1974) pochodzącego z rozkładu szczątków organicznych, w które zazwyczaj obfitują osady deltowe.

Wyniki sondowań zdają się potwierdzać przypuszczenie o grzęźnięciu nasypu delty. Profile sondowań zakładane wzdłuż tych samych linii podczas kolejnych ekspedycji wykazały obecność płytkiej depresji tuż przed

podstawą stoku czołowego i nieznacznego garbu na zewnątrz; zaznaczają się one tam, gdzie stok jest najwyższy, a zatem nasyp jest najcieńszy (por. fig. 30, 31). Pomimo przesuwania się stoku nierówności te występują stale w podobnej pozycji względem jego podnóża (fig. 25; profile 4, 5), można zatem sądzić, że przesuwały się one razem ze stoki w kierunku jeziora.

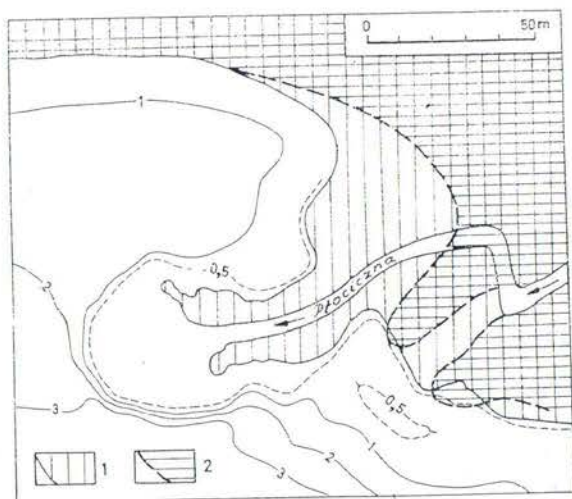


Fig. 27
Zmiany położenia ujścia Płocicznej do jeziora Płociczno
1 — zasięg linii brzegowej w 1977 r.; 2 — zasięg linii brzegowej w 1935 r.
Changes of Płociczna River mouth
1 — shoreline position in 1977; 2 — shoreline position in 1935

Podobne nabrzmienia przesuujące się wraz z czołem nasypu, a wywołane grzęźnięciem nasypu w podścielające go osady, opisano z podnóża hałd kopalnianych (Furmański *et al.*, 1973).

Obszar równiny stanowiącej zaplecze delty zbadany został tylko rekonesansowo wierceniami. Z uzyskanych danych wynika, że równina pokryta jest torfami, które leżą na gytii, a wyjątkowo tylko na piasku (fig. 34). Przebieg koryta rzeki pokrywa się z przebiegiem wąskiego pasa piasków, pod którymi na głębokości 1,5–3 m poniżej dzisiejszego poziomu jeziora nawiercano torfy. Nie można wykluczać, że piaski te reprezentują stary nasyp deltowy, podobny do obecnego, który wkraczał na częściowo już zatorfione dno jeziora.

PIONOWA SEKWENCJA OSADÓW

W wyniku progradacji delty powstaje pionowa sekwencja, której charakterystyczną cechą jest wyraźna trójdzielność osadów. Syntetyczny profil tej sekwencji przedstawiony jest na figurze 28.

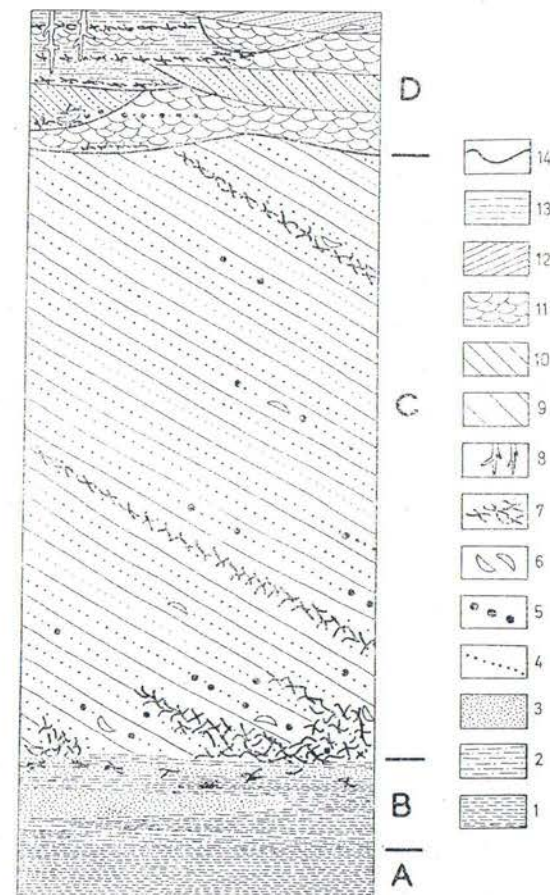


Fig. 28
Pionowa sekwencja osadów powstająca w wyniku progradacji delty
A — osady jeziora; B — osady przedpola stoku delty (człon dolny); C — osady stoku czołowego (człon środkowy); D — osady równi (człon górny). 1 — gytia; 2 — zapiaszczony mul; 3 — piasek drobnoziarnisty; 4 — piasek średnio- i gruboziarnisty; 5 — żwirek; 6 — skorupy mięczaków; 7 — większe szczątki roślinne; 8 — korzenie; 9 — warstwowanie przekątne o dużej skali; 10 — warstwowanie przekątne o średniej skali; 11 — warstwowanie przekątne o małej skali; 12 — słabo nachylona laminacja; 13 — laminacja pozioma; 14 — powierzchnie erozyjne

Vertical sedimentary sequence resulting from progradation of delta
A — lacustrine sediments; B — prodelta sediments (lower division); C — foreset beds (middle division); D — delta-plain sediments (upper division). 1 — gyttja; 2 — sandy mud; 3 — fine sand; 4 — medium and coarse sand; 5 — granule gravel; 6 — mollusc shells; 7 — coarse detritus of plants; 8 — roots; 9 — large-scale cross-stratification; 10 — medium-scale cross-stratification; 11 — small-scale cross-stratification; 12 — gently inclined lamination; 13 — horizontal lamination; 14 — erosional surfaces

Osady deltowe podścielone są utworami o charakterze gytii (A), które są typowe dla dna jeziora.

Ku górze przechodzą one stopniowo w osady przedpola delty reprezentujące człon dolny (B). Są to ciemne muły sapropelowe z rzadkimi, większymi szczątkami roślin, zawierające rozproszone ziarna piasku drobnych frakcji, a wyżej także cienkie wkładki bardzo drobno- i drobnoziarnistego piasku. Osady tego członu ułożone są mniej więcej poziomo lub bardzo nieznacznie nachylone, zgodnie w stosunku do dna jeziora. W ich najwyższej części, w strefie kontaktu z osadami członu środkowego, występuje przeważnie nagromadzenie szczątków roślinnych z domieszką ziarn piasku grubszych frakcji, żwirku i skorup mięczaków. Miąższość osadów członu dolnego jest rzędu kilku decymetrów.

Człon środkowy (C) tworzy warstwa osadów stoku czołowego, miąższości 1–3,5 m, zbudowana głównie ze średnioziarnistych piasków. Charakterystyczną cechą tej warstwy jest obecność warstwowania przekątnego o dużej skali, przy czym poszczególne pakiety lamin przekątnych ciągną się z reguły przez całą warstwę, od jej stropu do spągu. W profilu pionowym zarówno laminy jak i zestawy lamin oraz rzadkie na ogół wkładki bogate w szczątki roślinne są stromo nachylone w jednym kierunku. W ogólnym obrazie, między osadami dolnego i środkowego członu zaznacza się wyraźnie niezgodność kątową. Częściowo maskowana jest ona obecnością wspomnianego nagromadzenia szczątków roślinnych. W najniższej części osadów stoku czołowego materiał ten tworzy wkładki, które zabijają się z warstwowanymi przekątnie piaskami i na ogół szybko wyklinowują się ku górze. Miejscami piaski stoku leżą wprost na piaszczysto-mułowych osadach członu dolnego.

Górna granica osadów stoku czołowego ma charakter erozyjny i związana jest głównie ze ścinaniem najwyższej części tych osadów pod wpływem falowania jeziora, a częściowo z erozją koryt rozprowadzających. Granica ta położona jest na głębokości kilku decymetrów poniżej normalnego poziomu wody w jeziorze.

Wyżej leżą osady równi deltowej reprezentujące człon górny (D), miąższości kilku decymetrów. Osady te sięgają poziomu jeziora lub nieznacznie powyżej niego. Dominują tutaj piaski różnych frakcji, podrzędnie występują osady piaszczysto-mułowe. Zasadniczą cechą osadów tego członu jest ogólnie poziome położenie całej ich warstwy, stosunkowo duża zmienność osadów, przewaga warstwowania przekątnego o małej i średniej skali wśród struktur sedymentacyjnych, jak też i obecność licznych powierzchni erozyjnych o rozmaitym zasięgu.

Wkraczanie roślinności na obszar równi powoduje, że podziemne części roślin zaburzają i zacierają pierwotne struktury sedymentacyjne wyższej części osadów członu górnego.

UWAGI KOŃCOWE

Badana delta ze względu na obecność stromego stoku czołowego zaliczona być może do delt typu gilbertowskiego. W budowie różni się ona jednak pod pewnymi względami od klasycznego schematu Gilberta (1885), bowiem:

1. Człon środkowy reprezentowany jest przez wyraźnie indywidualizującą się warstwę, w obrębie której pakiety lamin przekątnych z reguły dochodzą kątowno do jej dolnej powierzchni.
2. Na granicy członu dolnego i środkowego zaznacza się znaczna zmiana w typie osadów.
3. Osady członu górnego występują w formie mniej więcej poziomej warstwy.

Wymienione, charakterystyczne rysy budowy badanej delty uwarunkowane są przede wszystkim wysokim stosunkiem ziarn transportowanych trakcyjnie do zawiesiny w materiale donoszonym przez rzekę oraz niewielkim spadkiem rzeki na stosunkowo długim odcinku przed jej ujściem do jeziora. Takie cechy dostarczanego materiału powodują, że deponowany jest on niemal w całości w obrębie stoku czołowego a także równi deltowej; tylko znikoma jego część dociera na przedpole stoku. Niewielki spadek rzeki uniemożliwia rozwój członu górnego w formie stożka napływowego.

Mimo specyficznych warunków, jakie decydują o rysach budowy i cechach sedymentacyjnych osadów współczesnej delty na jeziorze Płociczno, spodziewać się można, że piaszczyste delty tego typu występują w utworach różnego wieku, szczególnie plejstocenских. Ich osady pod wieloma względami przypominają mogą osady łach rzecznych, nasypów pobraża morskiego, a nawet wydym eolicznych i z tego powodu wyróżnianie ich napotyka na trudności.

Zakład Nauk Geologicznych
Polskiej Akademii Nauk
31-002 Kraków, Senacka 3
(L. Chudzikiewicz, M. Doktor, R. Gradziński, G. Haczewski,
S. Leszczyński, A. Laptas,
J. Pawełczyk, S. J. Porębski, E. Turnau)

Instytut Geografii
Uniwersytetu Gdańskiego
80-952 Gdańsk, Marchlewskiego 16a
(A. Rachocki)

LITERATURA — REFERENCES

- ALLEN, J. R. L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93–114.
- AXELSSON, V., 1967. The Laitaure Delta. A study of deltaic morphology and process. *Geograf. Annaler*, 49, ser. A, (1): 1–127.
- BARRELL, J., 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 23: 377–446.
- BROUSSARD, M. L., (ed.), 1975. *Deltas. Models for exploration*, pp. 555. Houston Geological Society.
- BURGER, J. A., KLEIN G. de V. & SANDERS, J. E., 1969. A field technique for making epoxy relief-peels in sand sediments saturated with salt-water. *Jour. Sed. Petrology*, 39: 338–341.
- COLEMAN, J. M., 1976. *Deltas. Processes of deposition and models for exploration*, pp. 102. Continuing Education Publication Company, Inc.
- COLLINSON, J. D., 1968. Deltaic sedimentation units in the Upper Carboniferous of Northern England. *Sedimentology*, 10: 233–254.
- COLLINSON, J. D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of northern England. *Jour. Sed. Petrology*, 39: 194–221.

- CONYBEARE, C. E. B. & CROOK, K. A. W., 1968. Manual of sedimentary structures. *Bull. Bur. Min. Resources*, 102, pp. 327.
- COTTER, E., 1975. Deltaic deposits in the Upper Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. In: M. L. Broussard (ed.), *Deltas 471—484*. Houston Geological Society.
- CREDNER, G. R., 1878. Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung, und Entstehungsbedingungen. *Peterman's Geogr. Mit.*, 12, (56), pp. 74.
- DANILANS, I. Ja., & LUKA, K. A., 1969. Strojienie i morfologia jednego z typów deltalnych lednikowych wod. *Wopr. Czetwiert. Geol.*, IV: 65—81. Riga.
- PYNOWSKA, I., 1972. Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Inst. Geogr.*, 50, p. 63.
- FISK, H. N., 1961. Bar-finger sands of Mississippi Delta. In: J. A. Peterson & J. C. Osmond (ed.), *Geometry of sandstone bodies*: 29—52. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa.
- FURMANSKI, J., KODECKI, S. & SZCZEPAŃSKA, J., 1973. Geologiczno-inżynierskie problemy zwałów i osadników w kopalnictwie siarkowym. *Przegl. Geol.*, 21: 92—99.
- GALON, R., 1972. *Geomorfologia Polski*. II. pp. 376. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.
- GILBERT, G. K., 1885. Topographical features of lake shores. *U.S. Geol. Surv. Ann. Rep.*, 5: 69—123.
- GILBERT, G. K., 1890. Lake Bonneville. *U.S. Geol. Surv. Monographs*, 1, pp. I-XX, 1—438.
- GNACCOLINI, M. & OROMBELLI, G., 1971. Orientazione dei ciottoli in una delta lacustre pleistocenica della Brianza. *Riv. Ital. Paleont.*, 77, (3): 411—424.
- GRADZINSKI, R., KOSTECKA, A., RADOMSKI, A., UNRUG, R., 1976. *Sedymentologia*, pp. 614. Wyd. Geol. Warszawa.
- GUSTAVSON, T. C., 1975a. Sedimentation and physical limnology in proglacial Maspina Lake, south-eastern Alaska. In: A. V. Jopling, B. C. & McDonald (ed.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 23: 249—263.
- GUSTAVSON, T. C., 1975b. Bathymetry and sediment distribution in proglacial Maspina Lake, Alaska. *Jour. Sed. Petrology*, 45: 450—461.
- GUSTAVSON, T. C., ASHLEY, G. M. & BOOTHROYD, J. C., 1975. Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In: A. V. Jopling, B. C. McDonald (ed.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Publ.*, 23: 264—280.
- HEDBERG, H. D., 1974. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, (4): 661—673.
- HELM, D. G., & ROBERTS, B., 1975. A re-interpretation of the origin of sands and gravels around Banc-y-warren, near Cardigan, west Wales. *Geol. Jour.*, 10, (2): 131—146.
- HOLTEDAH, O., 1974. Noen glasifluelle isrand-avsetninger i den sydlige del av Glomma-vassdragets (novaerende) dreneringsområde. *Norske geol. unders.* 306, (11): 1—85.
- HYDROLOGY OF DELTAS, 1970. IASH-Unesco, Gentbrugge-Paris. V. 1, 2, pp. 491. Paris.
- IMBRIE, J. & BUCHANAN, H., 1965. Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. In: G. V. Middleton (ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 12: 149—172.
- JOPLING, A. V., 1963. Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2: 115—121.
- JOPLING, A. V., 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Jour. Sed. Petrology*, 35: 777—791.
- JOPLING, A. V., 1966. Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. *Jour. Sed. Petrology*, 36: 5—49.
- KARCZ, I., 1967. Harrow marks, current-aligned sedimentary structures. *Jour. Geol.*, 75: 113—121.
- KONDRACKI, J., 1965. *Geografia fizyczna Polski*. pp. 250. Warszawa.
- KUOTANIEMI, L. & RACHOCKI, A., 1976. Dolina rzeki Oulanki (północno-wschodnia Finlandia), studium morfologiczno-morfodynamiczne. *Dokum. Geogr.* 1976 (6), pp. 62.
- LAGAARJ, R. & KOPSTEIN, F. P. H. W., 1964. Typical features on a fluvio-marine offlap sequence. In: L. M. J. van Straaten (ed.), *Deltaic and shallow marine deposits. Developments in sedimentology*, 1: 216—226. Elsevier. Amsterdam.

- LE BLANC, R. S., 1975. Significant studies of Modern and Ancient Deltaic Sediments. In: M. L. Broussard (ed.), *Deltas. Models for exploration*: 13—85. Houston Geological Society.
- LOGVINENKO, N. V., REMIZOV, I. N., 1964. Sedimentology of beaches on the north coast of the Sea of Azov. In: L. M. J. U. van Straaten (ed.), *Deltaic and shallow marine deposits. Developments in sedimentology* 1: 245—252. Elsevier. Amsterdam.
- MCKEE, E. D., 1957. Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. *Jour. Sed. Petrology*, 27: 779—782.
- MIFFIN, M. D., 1970. Mudlumps and suggested genesis in Pyramid Lake, Nevada. In: *Hydrology of deltas*: 75—88. IASH-Unesco. Gentbrugge—Paris.
- MIKALAUSKAS, A. P., 1974. Relief międzudreczia Minii i Szvjantoi (2. Fluwio-glajalnyje deltowyje i terrasowyje obrazowanija). *Lietuvos TSR Mosku Akad. Darbai*, seria B, 85, (6): 143—151.
- MIKULSKI, Z., 1962. Występowanie niżówek, wezbrań i powodzi w rzekach polskich. *Wiad. Służby Hydrol. Meteorol.*, 49.
- MOORE, D., 1966. Deltaic sedimentation. *Earth. Sci. Rev.*, 1: 87—104.
- MORGAN, J. H., 1970. Deltas. *Jour. Geol. Education*, 18: (3): 107—117.
- MORGAN, J. P., COLEMAN, J. M. & CAGLIANO, S. M., 1968. Mudlumps at the mouth of South Pass, Mississippi River: Sedimentology, paleontology, structure, origin, and relation to deltaic processes. *Louisiana State Univ., Coastal Studies Inst. Ser.* 10, pp. 190.
- PASLAWSKI, Z., 1962. Zarys hydrologii Drawy jako przykład opracowania rzeki o dużej bezwładności hydrologicznej. *Wiad. Służby Hydrol. Meteorol.*, 49: 25—48.
- PICARD, M. D. & HIGH, L. R. JR., 1973. Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in sedimentology*, 17, pp. 223. Elsevier. Amsterdam.
- RACHOCKI, A., 1974. Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni. *Dokum. Geogr.*, 1974, (4), pp. 121.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B., 1973. *Depositional sedimentary environments*, pp. 439. Springer-Verlag. Berlin.
- SANDERS, J. E., 1968. Diver-operated simple hand tools for coring nearshore sands. *Jour. Sed. Petrology*, 38, (4): 1381—1386.
- SCRUTON, P. C., 1960. Delta building and deltaic sequence. In: *Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 44: 82—102.
- STEINMÜLLER, A., 1973. Die elsterkaltzeitliche Schichtenfolge von Bad Frankenhausen am Kyffhäuser. *Zeitschr. geol. Wiss.*, 1, (9): 1173—1185.
- TAYLOR, J. H., 1963. Sedimentary features of ancient deltaic complex, The Wealden rocks of south-eastern England. *Sedimentology*, 2: 2—28.
- THOMPSON, W. O., 1937. Original structures of beaches, bars and dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48: 723—751.
- VEYRET, Y., 1973. Note préliminaire à l'étude morphologique des marges du glacier de l'Artense (Massif Central). *Rev. Géogr. Alp.*, LXI, (2): 203—221.

OBJAŚNIENIA TABLIC

Tablica I

Powierzchnia stoku czołowego poniżej wylotu głównego koryta rozprowadzającego; czerwiec 1976. Fot. P. Frolow
Fig. 1. Głębokość około 1 m. Pow. $\times 1,2$
Fig. 2. Głębokość około 1,5 m. Pow. $\times 1,2$

Tablica II

Powierzchnia stoku czołowego poniżej wylotu głównego koryta rozprowadzającego; czerwiec 1976. Fot. P. Frolow
Fig. 1. Głębokość około 2,5 m. Pow. $\times 1,2$
Fig. 2. Głębokość około 3 m. Pow. $\times 1,2$

Tablica III

Fig. 1. Nagromadzenie szczątków roślinnych w najniższej części stoku czołowego; czerwiec 1976. Głębokość około 3,5 m. Pow. $\times 1,2$. Fot. P. Frolow

Fig. 2. Nagromadzenie szczątków roślinnych na bliskim przedpolu stoku czołowego; czerwiec 1976. Głębokość około 3,5 m. Pow. $\times 1,2$. Fot. P. Frołow

Tablica IV

Próbnik skrzynkowy z wyrównaną powierzchnią próby, przed utrwaleniem. Próba C-5. Szerokość próbnika 30 cm. Fotografia tej samej próby po utrwaleniu zamieszczona na tablicy V

Tablica V

Osady głównego koryta rozprowadzającego; warstwowanie przekątne o małej i średniej skali. Próba utrwalona C-5. Skala w cm

Tablica VI

Osady koryta rzeki w pobliżu wylotu; żwirów brył korytowych, w dole toczenie torfu. Próba utrwalona C-53. Skala w cm

Tablica VII

Osady głównego koryta rozprowadzającego; dominują piaski z warstwowaniem przekątnym o małej skali. Próba utrwalona C-4. Skala w cm

Tablica VIII

Osady głównego koryta rozprowadzającego; piaski z warstwowaniem przekątnym o średniej skali. Próba utrwalona A-15. Skala w cm

Tablica IX

Mułowo-piaszczyste osady obszaru pozakorytowego; w dolnej części bardziej gruboziarniste osady koryta rozprowadzającego. Próba utrwalona C-9. Skala w cm

Tablica X

Osady wału piaszczystego na mułowo-piaszczystych osadach laguny; w środkowej części próby niewyraźna, słabo nachylona laminacja. Próba utrwalona A-4. Skala w cm

Tablica XI

Osady obszaru pozakorytowego; w górnej części osady sierpowatych wałów piaszczystych. Próba utrwalona A-5. Skala w cm

Tablica XII

Warstwa korzeniowa na wale przykorytowym. Próba utrwalona B-13. Skala w cm

Tablica XIII

Osady dolnej części stoku czołowego; piaski z warstwowaniem przekątnym o dużej skali. Głębokość około 2,5 m. Próba utrwalona C-56. Skala w cm

Tablica XIV

Osady środkowej części stoku czołowego; piaski z warstwowaniem przekątnym o dużej skali. Głębokość około 2 m. Próba utrwalona C-47. Skala w cm

Tablica XV

Osady górnej części stoku czołowego; piaski z warstwowaniem przekątnym o dużej skali, w najwyższej części próby osady pólki. Głębokość około 0,5 m. Próba utrwalona C-20. Skala w cm

Tablica XVI

Osady górnej części stoku czołowego; piaski z warstwowaniem przekątnym o dużej skali; w górnej części wkładki szczątków roślinnych. Głębokość około 0,5 m. Próba utrwalona C-19. Skala w cm

Tablica XVII

Osady najniższej części stoku czołowego; ząbkowanie się piasków stoku czołowego z nagromadzeniem szczątków roślinnych. Lewa, górna część próby powyżej powierzchni dna uzupełniona sztucznie. Głębokość około 3 m. Próba utrwalona C-52. Skala w cm

Tablica XVIII

Osady przedpola delty; w górze nagromadzenie szczątków roślinnych, w dole zapiaszczony muł. Głębokość około 3 m. Próba utrwalona B-5. Skala w cm

Tablica XIX

Osady przedpola delty; zapiaszczone muły sapropelowe, w środku wkładka piasku z płaską i przekątną laminacją. Głębokość około 3,5 m. Próba utrwalona A-12. Skala w cm

Tablica XX

Osady przedpola delty; zapiaszczona gytia. Głębokość około 4 m. Próba utrwalona A-14. Skala w cm

Abstract

A sandy delta is growing in the Lake Płociczno at the mouth of the Płociczna River. Its active part consists of a delta plain and a foreset slope. The plain is flat and shallow, crossed by 2—3 constantly shifting distributary channels. The bed load of the river is transported along the channels to the top of the foreset slope to avalanche downslope. The slope descends at an angle of c. 30° to depth ranging from 1.5 m to 4 m. Progradation of the delta creates a vertical sequence of deltaic sediments. The sequence is underlain by lacustrine sapropelic muds with sand and plant detritus at the top (prodelta deposits). The foreset deposits make up a bed 1—3.5 m thick with large-scale cross-laminations throughout. Generally, the foreset strata reach down angularly to the underlying prodelta deposits. The foreset deposits are truncated at the top by an erosional surface. The topset deposits, horizontally bedded, are mainly medium-grained sands, small- and medium-scale cross-laminated.

The investigated delta can be classified as a "Gilbert-type" one but it differs from the classical model in (1) the lack of the tangential relations between the foreset and bottomset, and (2) the presence of the horizontal delta plain.

INTRODUCTION

Fossil lacustrine deltas with steeply dipping foresets were first described by Gilbert (1885) who related their internal structure to the processes of deposition. His scheme has been widely used, even for deltas quite different from those on which the scheme was based. No actual natural examples of "Gilbert-type" deltas have been investigated sedimentologically.

A sandy delta with steep foreset slope is growing in Lake Płociczno at the mouth of the Płociczna River (Drawa Lakeland, northern Poland). Processes of its development and its sediments were studied by the authors during six field trips between September 1975 and June 1978.

TECHNIQUES AND METHODS

During every visit the delta was surveyed at 1:200 with telemetric tachymeter Teletop and a tape measure. Two base points (1 and 2, in Fig. 33) marked in the field were utilized for comparison with following surveys. In June 1977 a more precise survey was made with a theodolite Theo 020, an instrument BRT-006, a leveller WiB and a steel measure.

The survey was tied to stabilized base points on land (A, B, C, D, in Fig. 33)*. Water level differences along the lowermost course of the river were determined by precise leveling at that time (Fig. 16). Soundings were made along 43 lines and in 107 additional points. Some of the soundings were repeated along the same lines across the foreset slope in order to determine changes in the slope morphology (Fig. 25).

Tools and procedure developed by Sanders (1968) were used for taking sediment cores 42 mm in diameter (Fig. 1). Box-cores of sediments were taken with modified Klován samplers (Imbrie & Buchanan, 1965; and Fig. 2). Relief peels of the box-cores were made (cf. Fig. 4) using the epoxy resin Epidian-5 manufactured in Poland. The cores and box-samples were taken on land and under water by scuba divers supported from a pneumatic boat equipped with a lifting tackle fixed to the transom stern for extracting the core-tubes from the bottom.

Photos of the delta were taken by a camera mounted on a steel pole 5 or 7.5 m high (cf. Fig. 10).

Rate of sediment accumulation of the foreset slope was determined by (1) daily readings of a wooden rule driven vertically into the slope sediment, (2) daily measuring of sand accumulation over metal sheets fixed to the slope surface, and (3) pouring a layer of sand-sized brick dust over the slope surface and its sampling with the box-corer after 80 days (cf. Fig. 26). Samples of one-grain surface layers of the slope sediments were taken by a scuba diver applying to the sediment surface a plywood plate smeared with an epoxy glue.

The rates of the bed-load sediment transport in the channels were measured with sediment traps consisting of flat-floored steel frame attached to the bottom and a long sleeve-like steel net collecting the sediment.

GEOGRAPHICAL SETTING

The investigated area is situated within an extensive sandur plain gently sloping southward and dissected by meridional glacial channels followed by rivers and partly occupied by lakes (Figs 5, 6). The rivers of this region are characterized by an "inertia" of water stages and discharges resulting from (a) flow across many lakes, (b) extensive forests in the drainage basins, and (c) supply by ground water during dry periods.

Lake Płociczno is 1800 m long, 300 m wide and shallow (mainly 2.5—4 m, maximum 5.2 m) with a relatively flat bottom, gently inclined southward in the immediate vicinity of the delta (Fig. 29). The river water enters the lake as an overflow.

The Płociczna River flows across several lakes. The investigated delta is situated in Lake Płociczno, 7.5 km downstream from the outlet of Lake Sitno (Fig. 6). In years 1870—1955 the discharge of the river was significantly reduced by an artificial canal draining the outflow from Lake Sitno to another area. The average slope of the river between the two lakes is 1.43 m/km, but over the last two kilometres before reaching the delta it is only 0.3 m/km. At a normal stage the discharge is about

* Figures 29—34 are in enclosure.

1 m³/s. Below Lake Sitno the river flows through a narrow valley with forested slopes. The valley is cut into the Pleistocene sands and gravels. The last kilometre before reaching Lake Płociczno the river flows through swamps. The river has a sandy bottom, and its banks are protected by a dense vegetation (Fig. 7). Peat is exposed in walls of deep erosional pools at sharp bends of the river channel. Few small distributaries are branching in the lowermost 250 m of the river course (Fig. 29).

MORPHOLOGY OF DELTA

The present deltaic lobe is mace-shaped in a plan view (Fig. 29). Its narrow proximal part is occupied by the river channel bordered by natural jetties protected by reeds and occasionally interrupted by crevasses (Figs 8, 9, 23). The distal, wider part of the lobe is topped by a shallow delta plain (Fig. 12). The plain has a semicircular outer contour about 40 m in diameter (Figs 13, 30, 31). It is bordered by a foreset slope dipping at about 30° to a depth ranging from 1.5 m at the north to 4 m at the south.

Debouching from the jetties the flow separates into distributary channels gradually shallowing towards the distal margin of the delta plain. The water in the shallowing distributaries is partly dammed up by its own sediments, so that its level is higher than upstream at the river mouth or in the lake (Fig. 16). The delta plain outside the distributary channels is occupied by shallows with little or no water flow. A wave-cut shelf, up to 60 cm deep and gently inclined towards the lake, extends along the distal edge of the delta plain. It is interrupted at the mouths of the distributary channels and is bordered by sand bars (Figs 20—22, 30) on its proximal side.

SEDIMENTS

The bulk of grain material carried by the river to its mouths is deposited on the delta plain and, first of all, on the foreset slope. The material consists mainly of medium-grained sands (Fig. 14, Table 1). Small- and medium-scale (5—25 cm) cross-lamination is the dominating structure of the delta plain deposits (Fig. 32; Pls VII—XI). Horizontal lamination is less frequent, as is the planar, gently inclined one, related to the wave-shaped sand bars (Pls X—XI). The foreset slope deposits are large-scale cross-laminated sands (Pls XIII—XVI). Laminae and laminasets are steeply inclined, at c. 30°. Some of the latter contain abundant plant detritus.

In prodelta, plant detritus and fine sand accumulate in addition to sapropelic ooze, which is the lake bottom sediment. The sand is either mixed with the sapropelic ooze, or it occurs in thin layers, some of which are graded (Pls XVIII, XIX). The plant detritus accumulates periodically and covers also the lower part of the foreset slope where it extends higher off the mouths of the distributary channels (Pl. II, fig. 2; Pl. III, fig. 1; Pl. XVII).

The progradation of the delta creates a vertical sequence of deltaic

sediments underlain by sapropelic muds of the lake bottom (Fig. 28, A). These muds contain an increasing amount of dispersed sand and sandy layers towards the top. In the boundary zone between the prodelta and the foreset deposits, an increased amount of coarser plat detritus and mollusc shells is present. The deposits of the middle division of the sequence are large-scale cross-laminated sands. An angular contact is apparent between the lower and middle divisions where plant detritus is absent. The middle division is truncated at the top by an erosional surface due to waves. The delta plain sediments are medium grained sands with small- and medium-scale cross-lamination. The sedimentary structures of the topmost layer are obscured by roots in the stabilized land on the delta plain invaded by plants.

DEVELOPMENT OF DELTA

A comparison of the present shoreline with that on a map surveyed in 1935 indicates that the Płociczna River debouched some 10 m to ESE from its present mouth (Fig. 27). The growth of the present deltaic lobe started probably soon after 1935. Its present volume is about 6600 m³ indicating a mean rate of accumulation of c. 160 m³/year for the last 40 years. The rate of accumulation during the last two years was estimated as being about 200—250 m³/year. The recent increase is probably due to an increased discharge of the river after the artificial canal draining a large part of the water was abandoned in the middle fifties. The rate of vertical accretion on the foreset slope near the mouth of the main distributary channel was 45 cm during the 80 days (Fig. 26).

CONCLUDING REMARKS

The delta in Lake Płociczno belongs to the "Gilbert-type" deltas. It differs from the classical Gilbert scheme in: (1) angular unconformity at the base of the middle division, (2) marked difference between lithology of the lower and middle divisions, (3) presence of a horizontal layer of topset deposits. The differences are due to the lack of suspended material in the Płociczna River and to the gentle slope of the river in its lower course. Similar fossil deposits may exist but they may be difficult to recognize because of their similarity to alluvial sand bars, marine offshore bars or aeolian dunes.

Polish Academy of Sciences
Institute of Geological Sciences
31-002 Kraków, ul. Senacka 3
(L. Chudzikiewicz, M. Doktor,
R. Gradziński, G. Haczewski,
S. Leszczyński, A. Łaptaś,
J. Pawełczyk, S. Porębski,
J. Pawełczyk, E. Turnau)

University of Gdańsk
Geographical Institute
80-952 Gdańsk, ul. Marchlewskiego
16a
(A. Rachocki)

EXPLANATIONS OF PLATES

Plate I

Surface of foreset slope below mouth of main distributary channel; June 1976. Phot. P. Frolov

Fig. 1. Depth c. 1 m. $\times 1.2$

Fig. 2. Depth c. 1.5 m. $\times 1.2$

Plate II

Surface of foreset slope below mouth of main distributary channel; June 1976. Phot. P. Frolov

Fig. 1. Depth c. 2.5 m. $\times 1.2$

Fig. 2. Depth c. 3 m. $\times 1.2$

Plate III

Fig. 1. Accumulation of plant detritus at toe of foreset slope; June 1976. Depth c. 3.5 m. $\times 1.2$. Phot. P. Frolov

Fig. 2. Accumulation of plant detritus in prodelta; June 1976. Depth c. 3.5 m. $\times 1.2$. Phot. P. Frolov

Plate IV

Box-corer with surface of sample cut smooth before applying binding agent. Sample C-5. Width of box 30 cm. Compare to photo of relief peel of the same sample

Plate V

Sediments of main distributary channel; small- and medium-scale cross lamination. Relief peel C-5. Scale in centimetres.

Plate VI

Sediments of river channel close to effluent; channel-lag gravel, peat-ball at bottom. Relief peel C-53. Scale in centimetres

Plate VII

Sediments of main distributary channel; small-scale cross-lamination dominates. Relief peel C-4. Scale in centimetres

Plate VIII

Sediments of main distributary channel; medium-scale cross-laminated sands. Relief peel A-15. Scale in centimetres

Plate IX

Muddy sands of interdistributary area; in bottom part coarser sediments of distributary channel. Relief peel C-9. Scale in centimetres

Plate X

Sediments of sand bar over muddy sands of lagoon; in middle part indistinct slightly inclined lamination. Relief peel A-3. Scale in centimetres

Plate XI

Sediments of interdistributary area; in top part sediments of cusped sand bars. Relief peel A-5. Scale in centimetres

Plate XII

Root layer in natural jetty. Relief peel B-13. Scale in centimetres

Plate XIII

Sediments of lower part of foreset slope; large-scale cross laminated sand. Depth c. 2.5 m. Relief peel C-56. Scale in centimetres

Plate XIV

Sediments of middle part of foreset slope; large-scale cross-laminated sands. Depth c. 2 m. Relief peel C-47. Scale in centimetres

Plate XV

Sediments of upper part of foreset slope; large-scale cross-laminated sands; in top-most part shelf sediments. Depth c. 0.5 m. Relief peel C-20. Scale in centimetres

Plate XVI

Sediments of upper part of foreset slope; large-scale cross laminated sands; in upper part layers of plant detritus. Depth c. 0.5 m. Relief peel C-19. Scale in centimetres

Plate XVII

Sediments of toe of foreset slope; interfingering of foreset sands with accumulations of plant detritus; upper left part of sample which was above original sediment surface is filled up artificially. Depth c. 3 m. Relief peel C-52. Scale in centimetres

Plate XVIII

Sediments of prodelta; at top accumulation of plant detritus, at bottom sandy silt. Depth c. 3 m. Relief peel B-5. Scale in centimetres

Plate XIX

Sediments of prodelta; sandy sapropelic mud, in middle part a layer of sand with horizontal- and cross-lamination. Depth c. 3.5 m. Relief peel A-12. Scale in centimetres

Plate XX

Sediments of prodelta; sandy gyttja. Depth c. 4 m. Relief peel A-14. Scale in centimetres

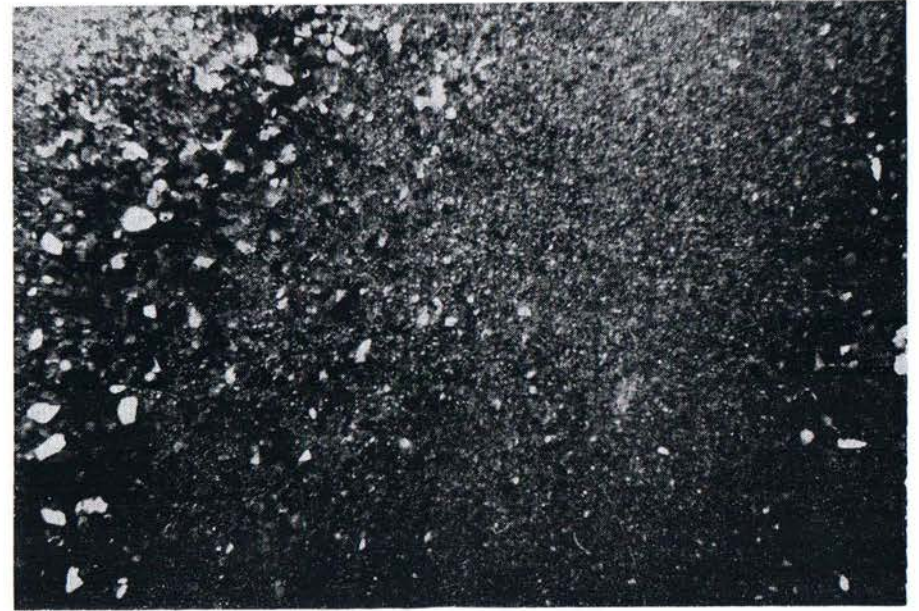


Fig. 1

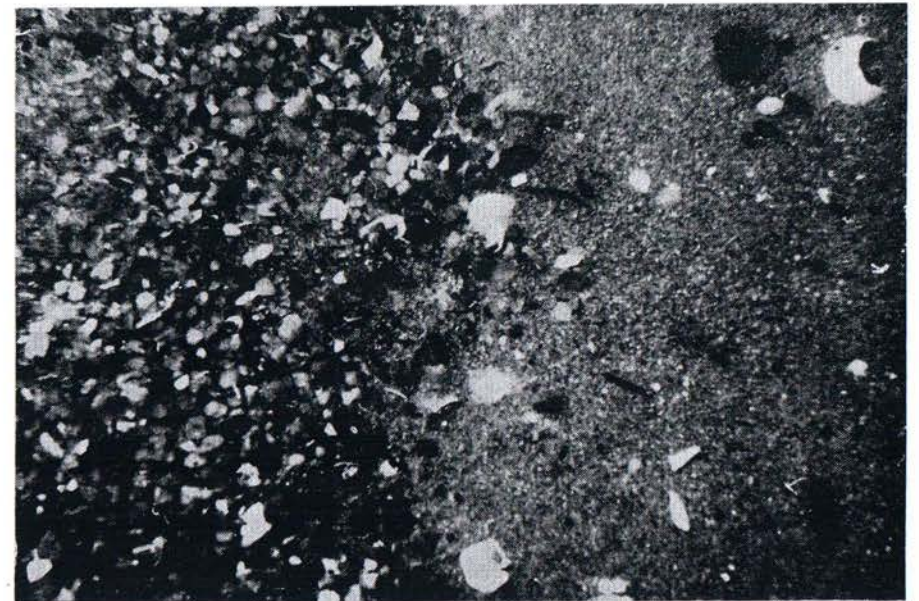


Fig. 2

L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno

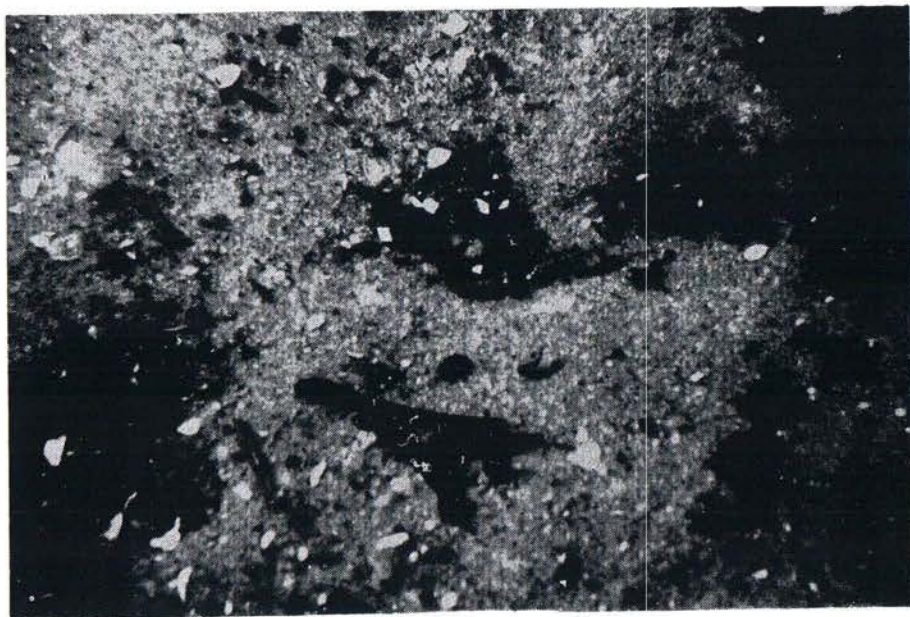


Fig. 1

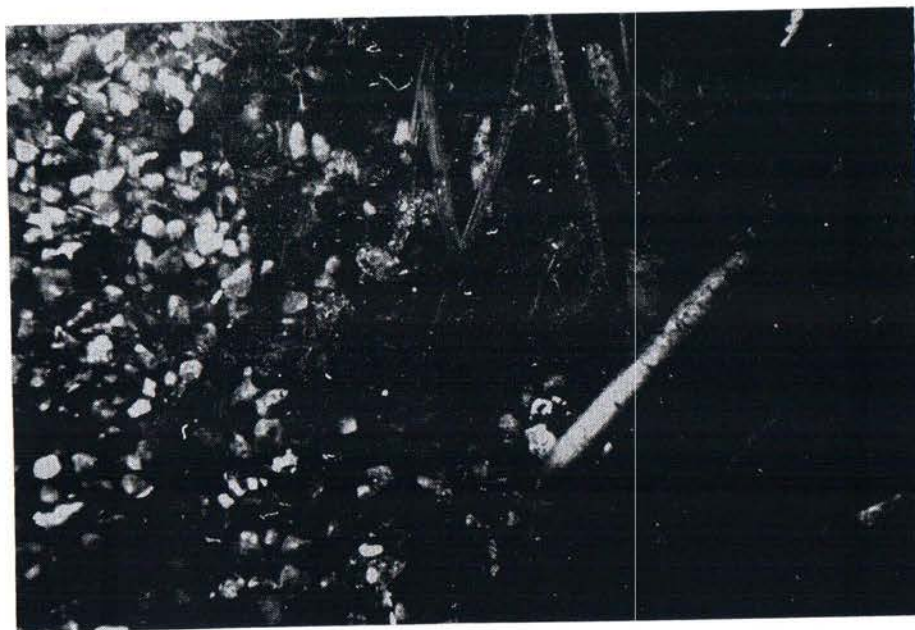


Fig. 2

L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



Fig. 1

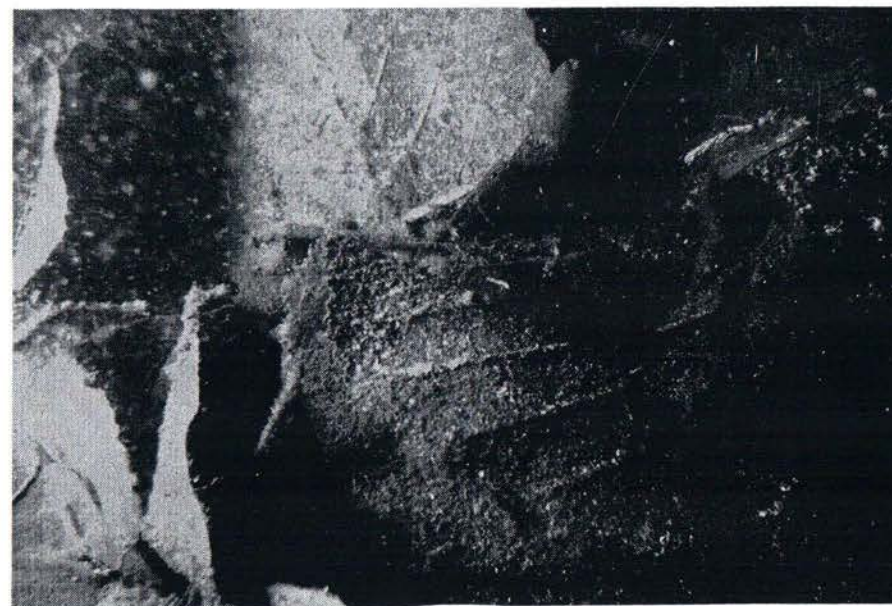
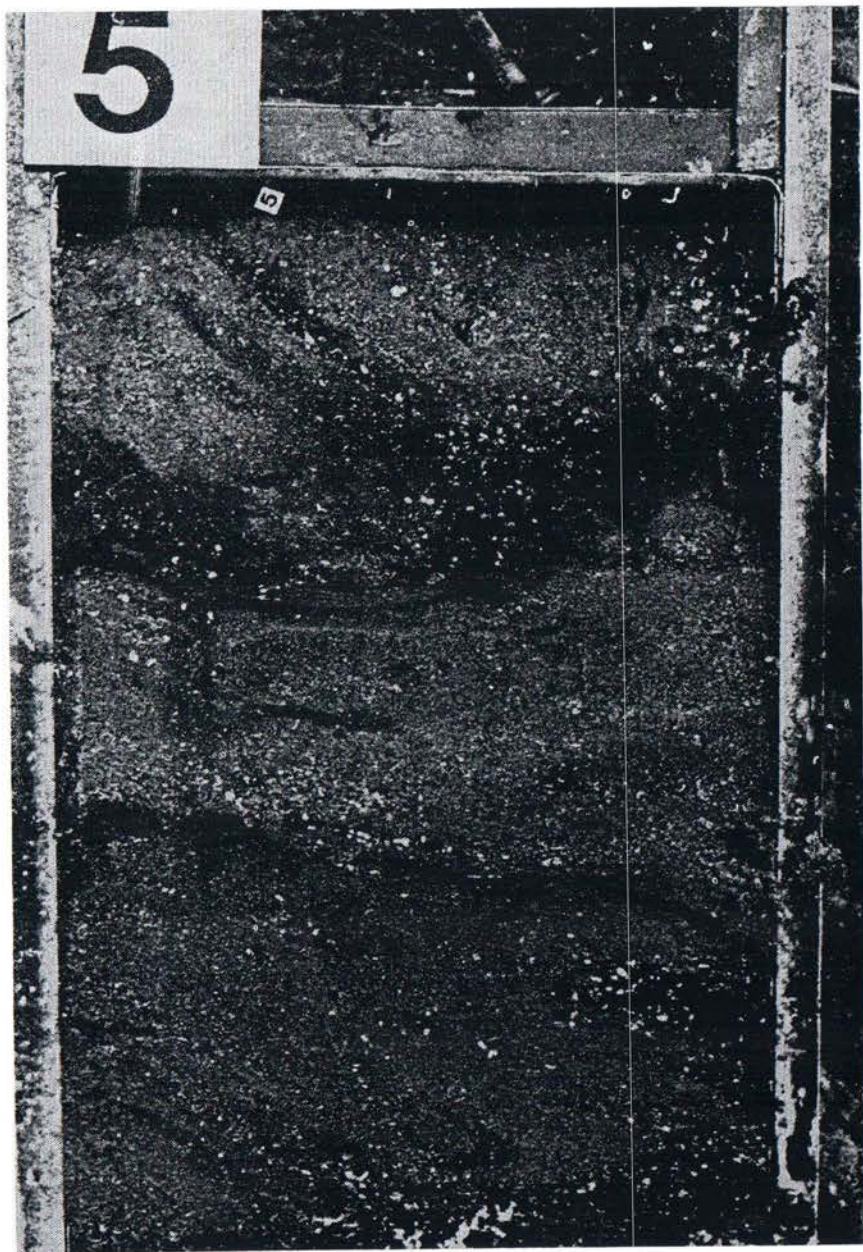


Fig. 2

L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



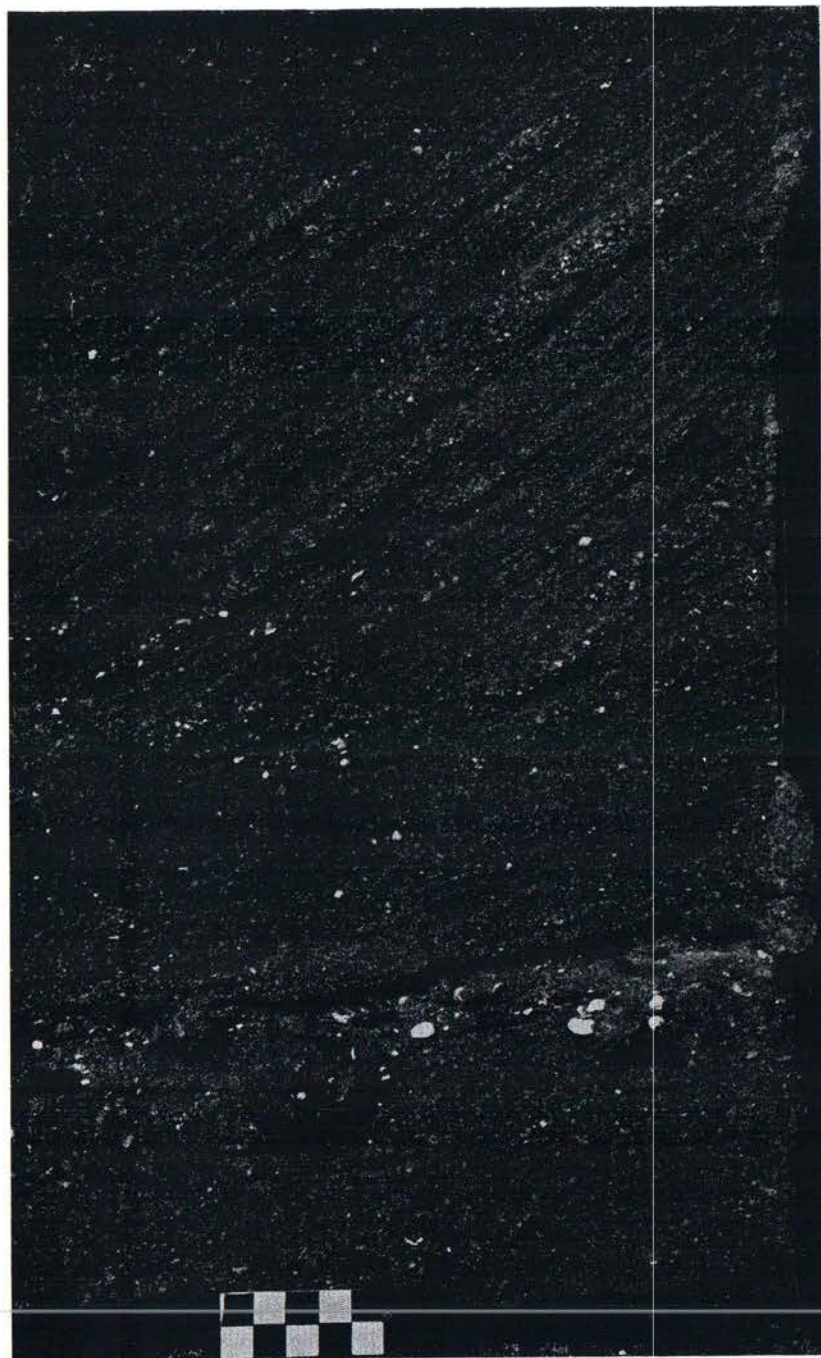
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



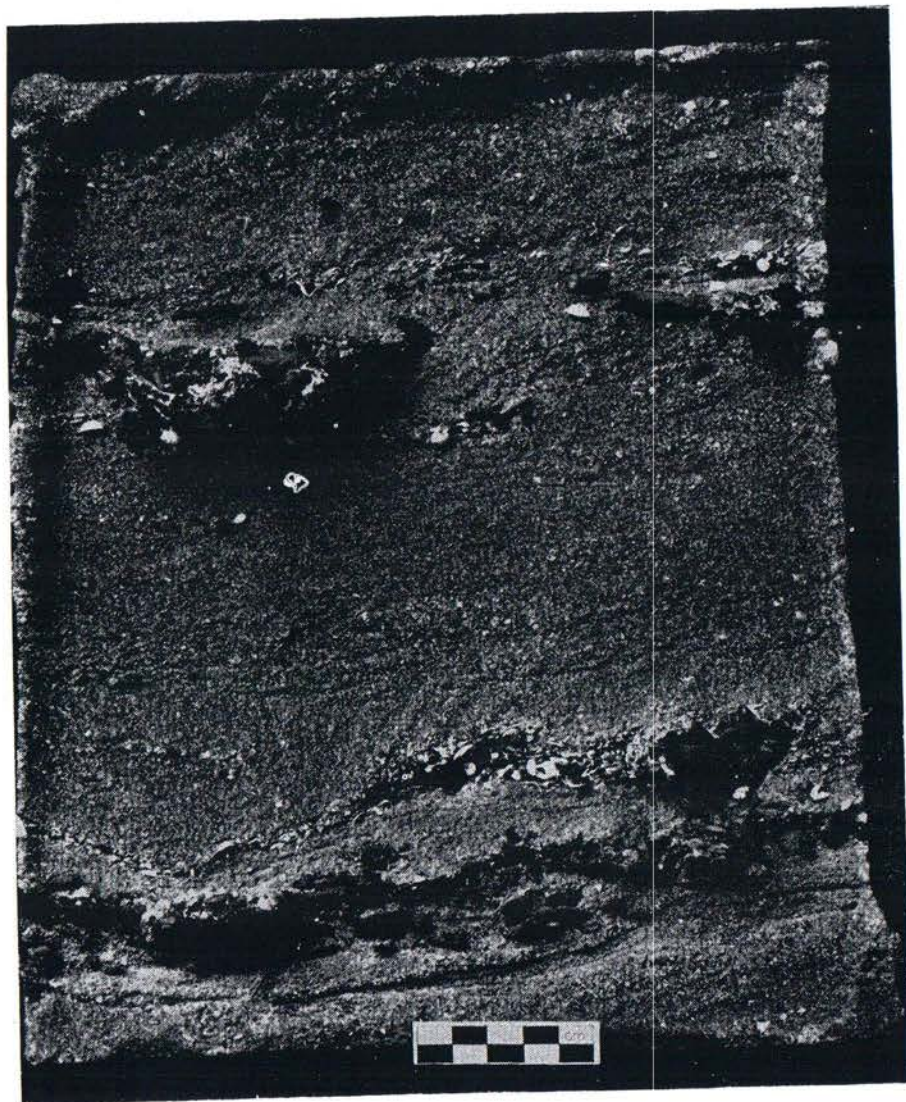
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



ŻIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



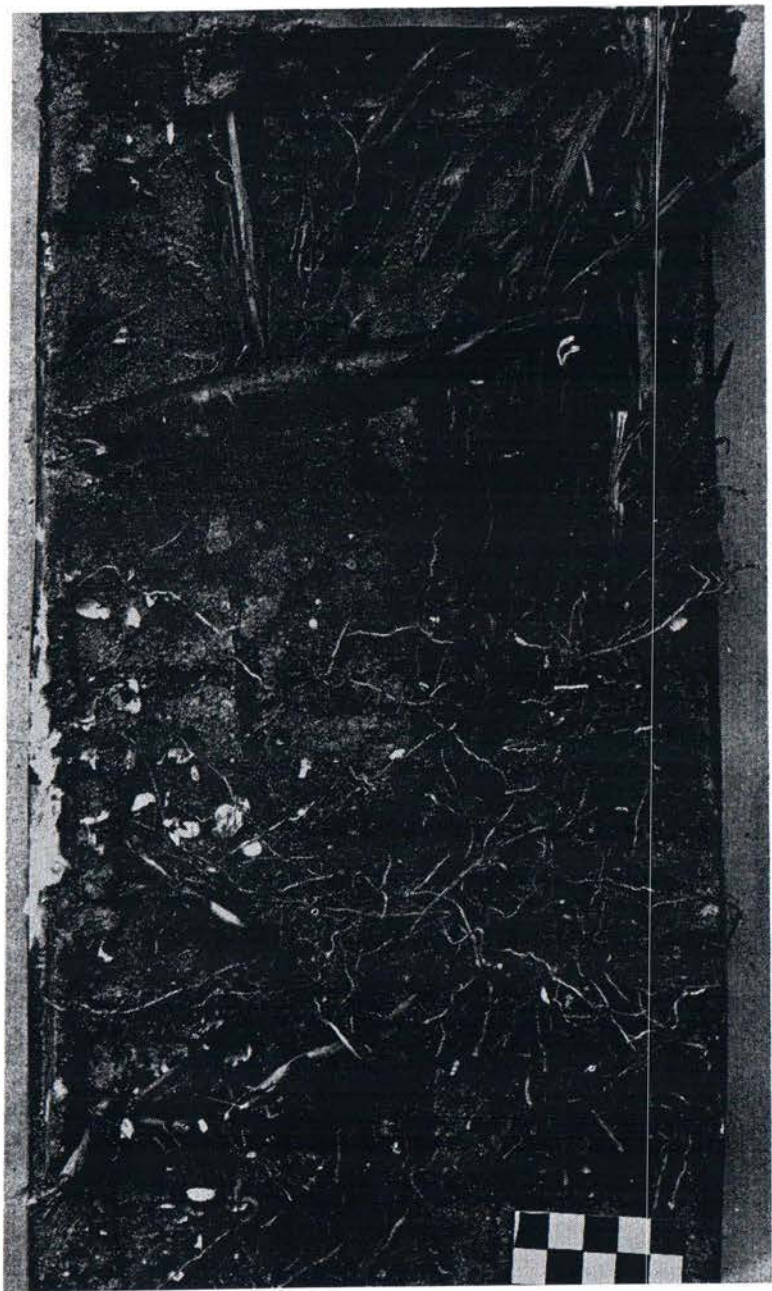
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



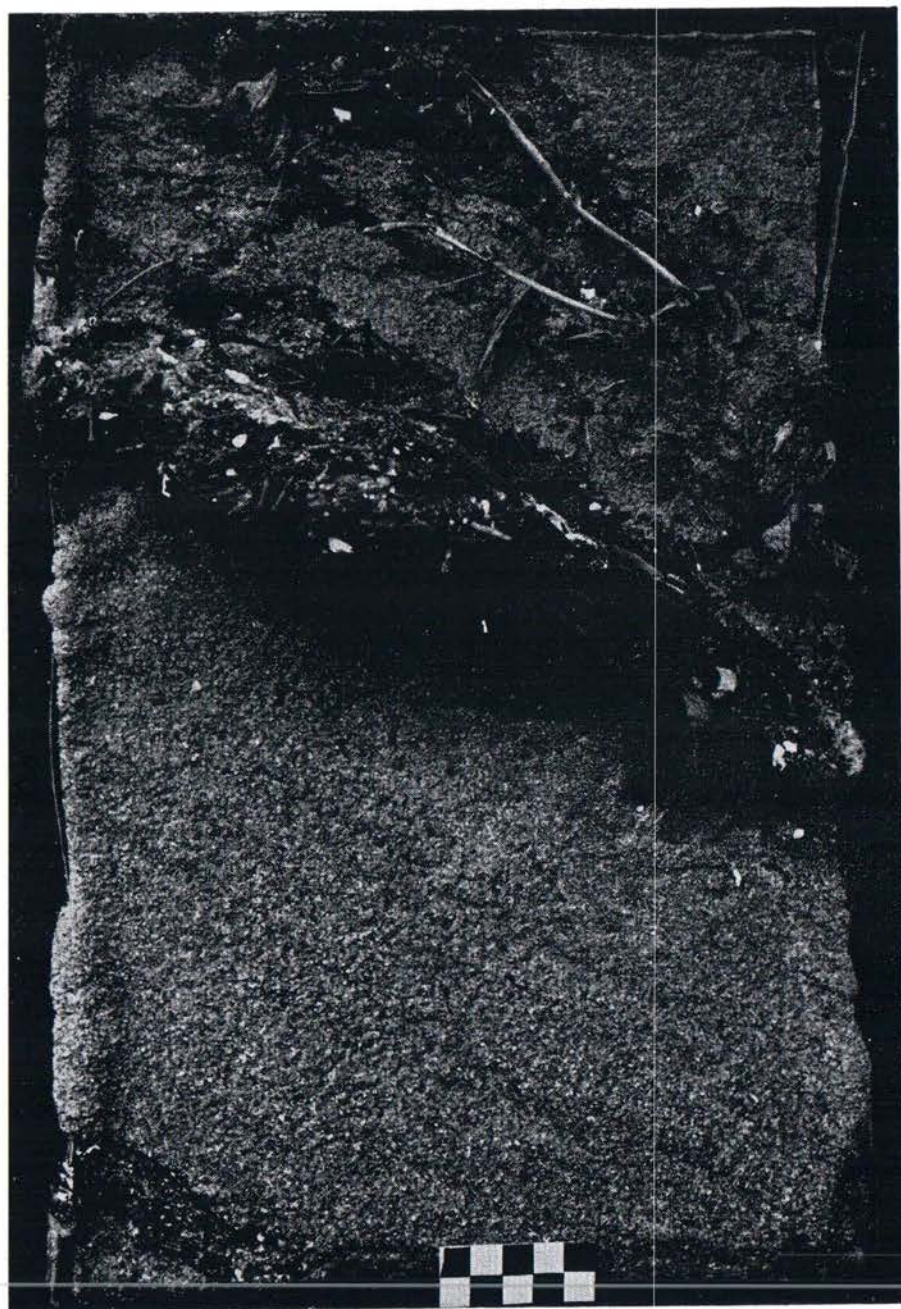
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



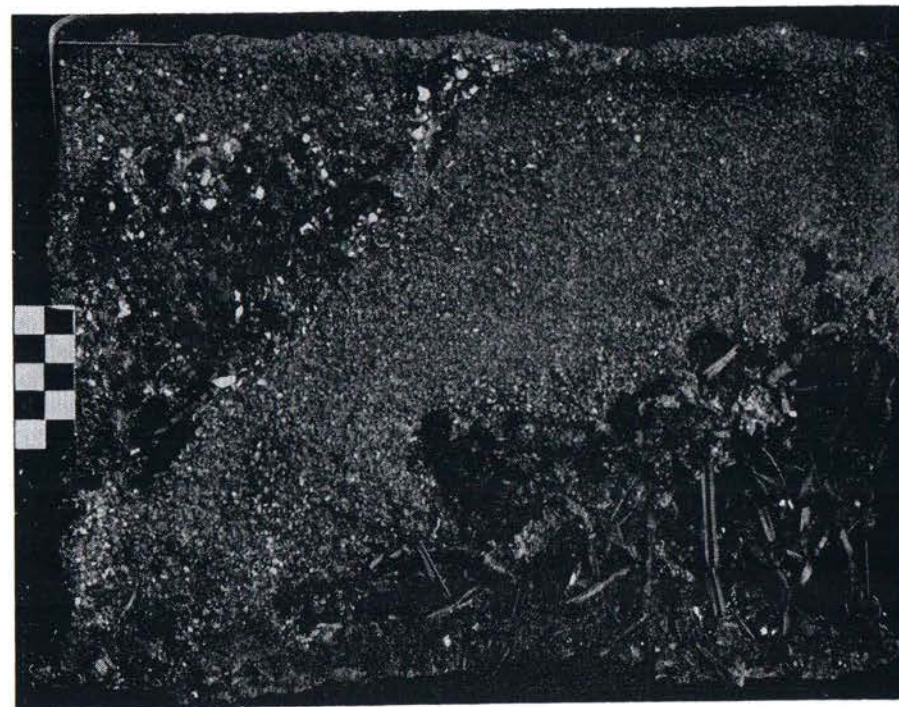
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



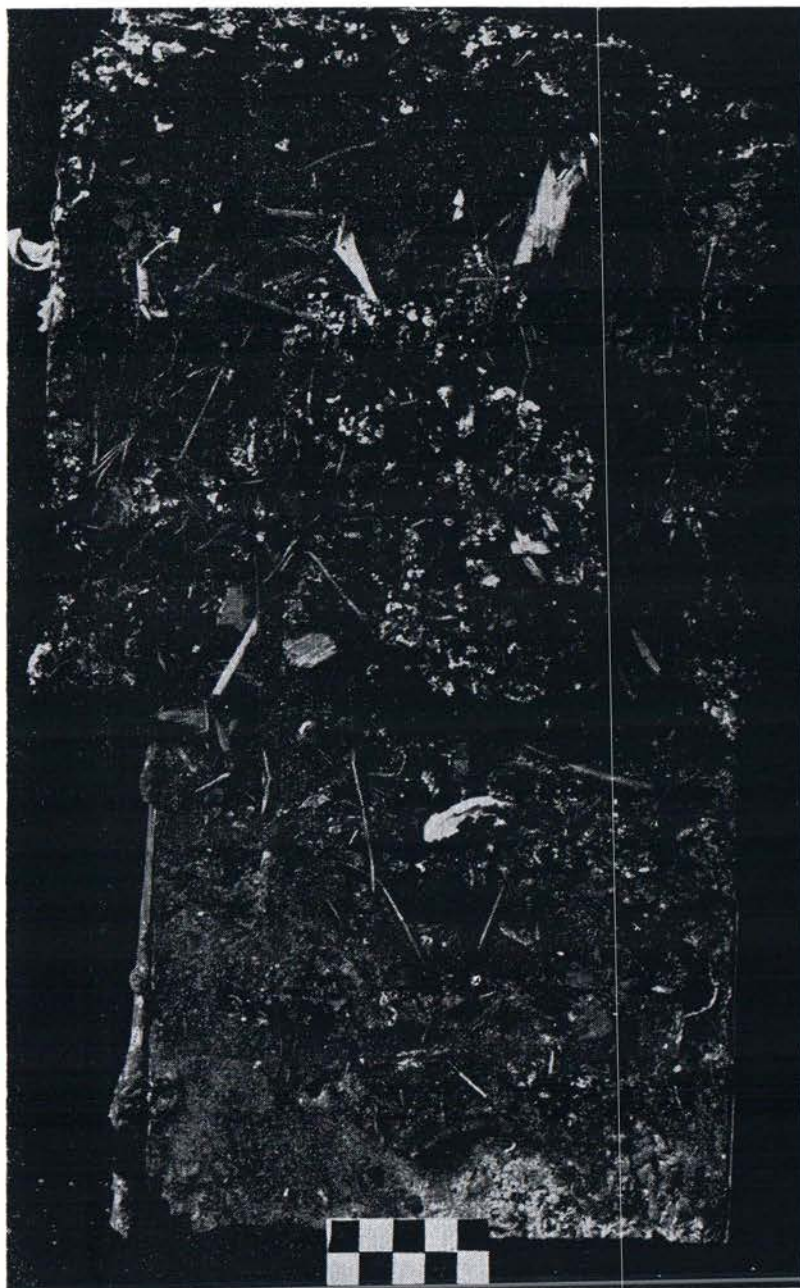
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



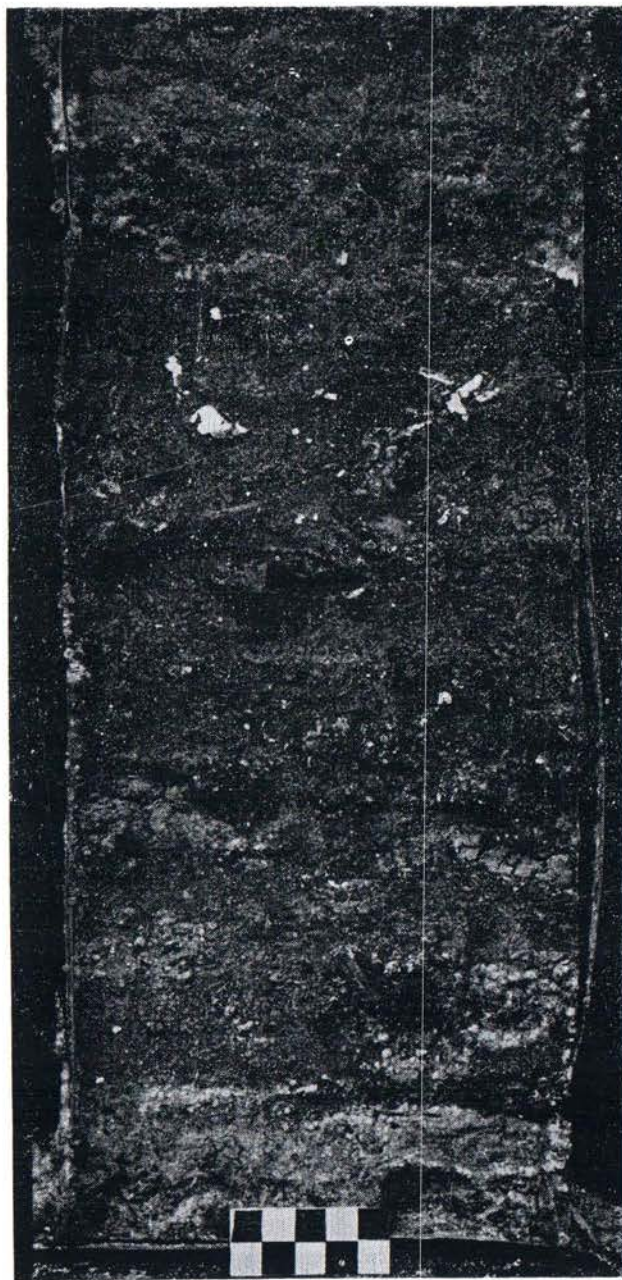
L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymencja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno



L. CHUDZIKIEWICZ I IN. — Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno

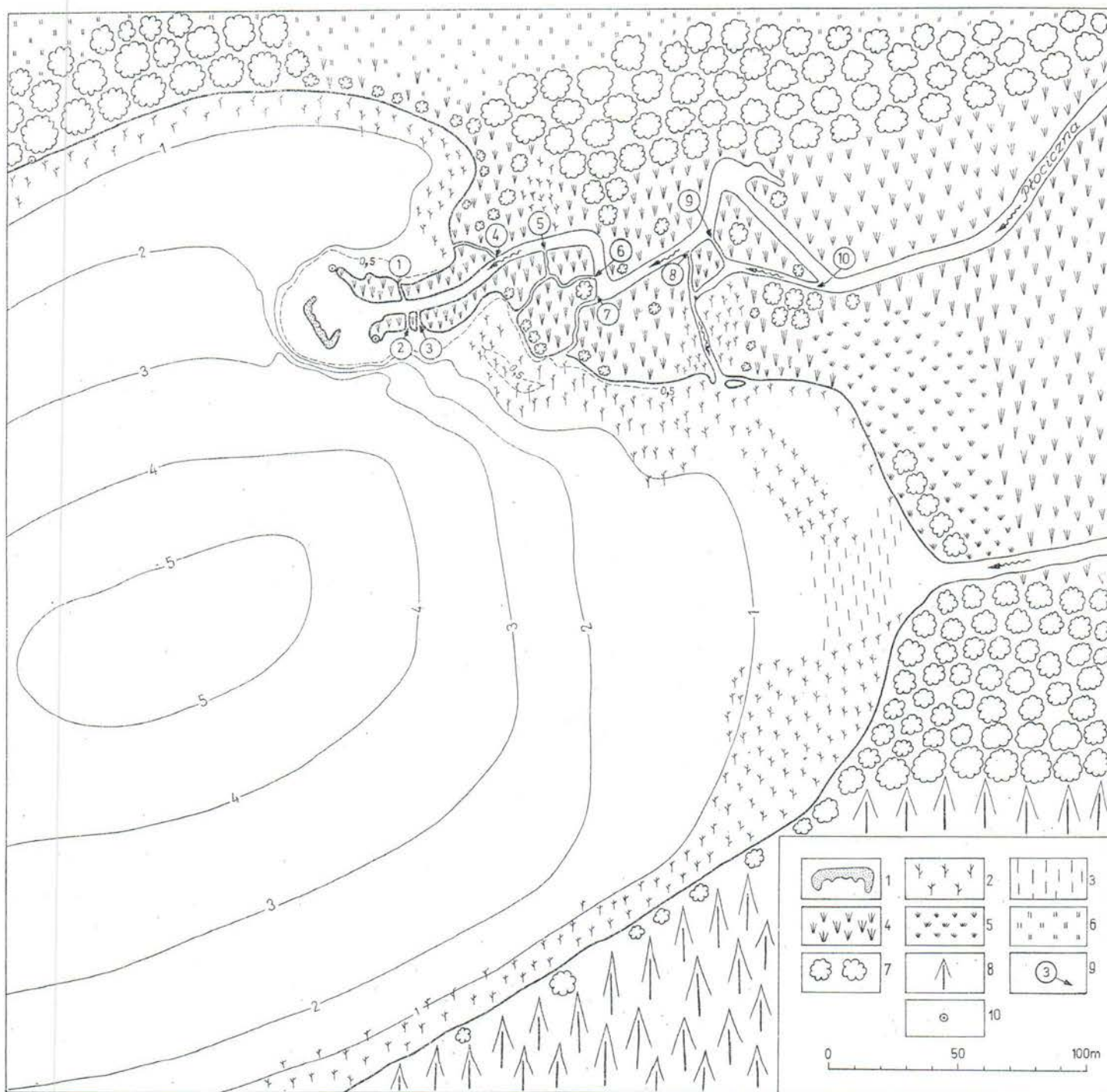


Fig. 29

Mapa badanej delty w jeziorze Płociczno i jej otoczenia (stan z lipca 1977)

1 — wynurzone, pozbawione roślinności tereny równi deltowej (głównie wały piaszczyste); 2 — trzciny; 3 — oczeret; 4 — tereny porośnięte głównie pałąką i jeżogłówką; 5 — turzycowiska; 6 — łąki; 7 — drzewa liściaste (głównie olchy); 8 — sosny; 9 — numery bocznych koryt i krewas; 10 — główne punkty pomiarowe. Wartości izobat w metrach.

Delta in Lake Płociczno and its setting (July 1977)

1 — emerged areas devoid of vegetation (mainly sand bars); 2 — Phragmites; 3 — Schoenoplectus palla; 4 — areas grown mainly by *Typha* and *Sparganium*; 5 — areas grown by *Carex*; 6 — meadows; 7 — deciduous trees (mainly *Aulus*); 8 — pines (*Pinus silvestris*); 9 — consecutive numbers of branches and crevasses; 10 — surveying base points. Depths in metres

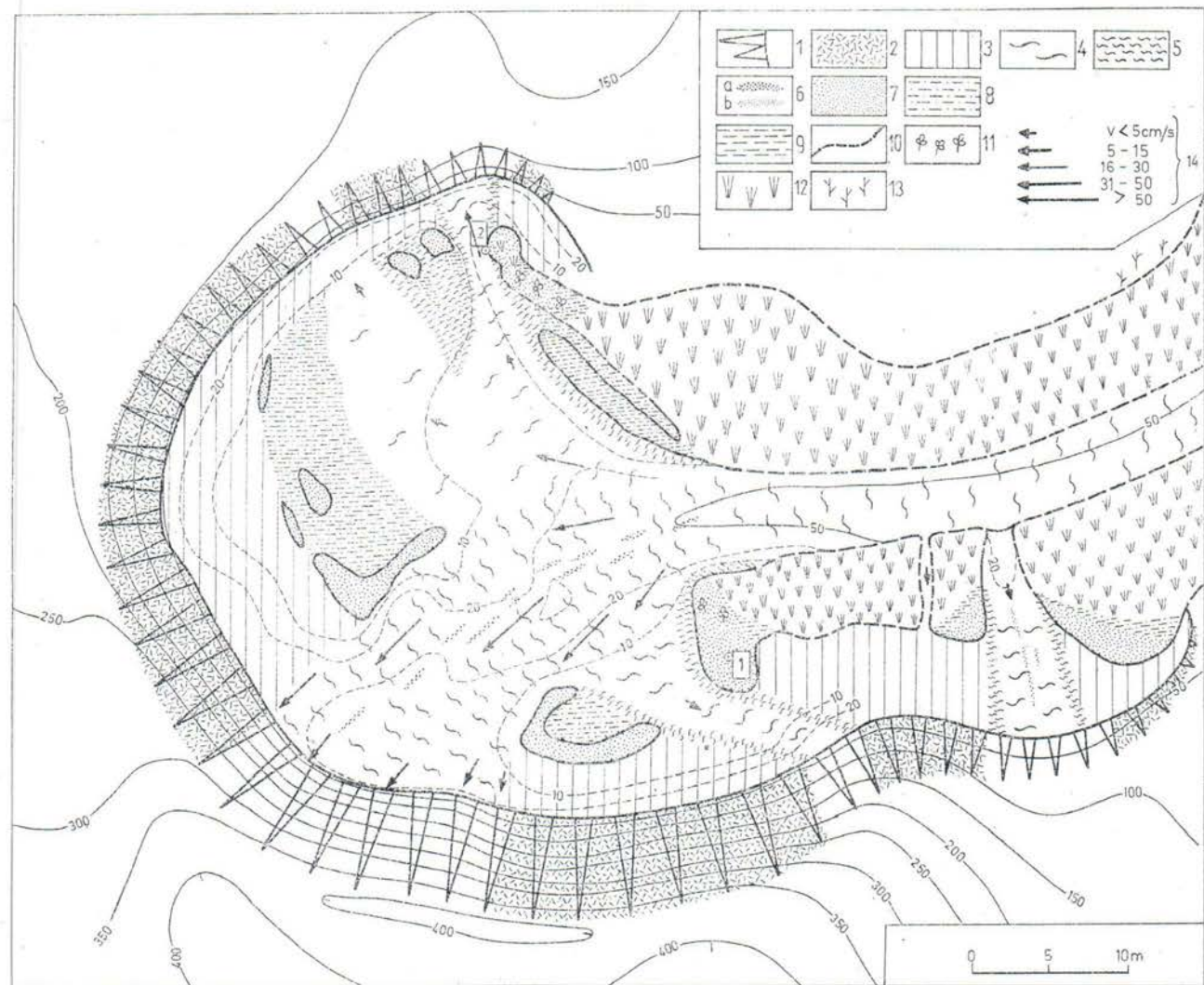


Fig. 30

Rzeźba powierzchni delty (stan z czerwca 1976)

1 — stok czołowy i jego górna krawędź; 2 — odcinki stoku poza strefami intensywnego przyrostu; 3 — półka; 4-6 — koryta rozpraszające: 4 — obszary dna pokryte riplemarkami sierpowatymi i krętymi o wysokości powyżej 1 cm; 5 — obszary dna pokryte riplemarkami sierpowatymi o wysokości poniżej 1 cm; 6a — smugi żwirkowe; 6b — smugi piaszczyste; 7 — wały piaszczyste; 8 — płyliny mulowo-piaszczyste; 9 — płyliny mulowe; 10-13 — wały przykorytowe: 10 — brzegi azurowe; 11 — przełaznik; 12 — palka i jeźgłówka; 13 — trzcina; 14 — kierunki przepływów i prędkości prądu mierzonego 5 cm nad dnem

Morphology of delta surface; June 1976

1 — foreset slope; 2 — zones devoid of intense sand accumulation; 3 — shelf; 4-6 — distributary channels: 4 — bottom areas covered by cusped and sinuous ripples (heights greater than 1 cm); 5 — bottom areas covered by cusped ripples (heights less than 1 cm); 6a — gravel streaks; 6b — sand streaks; 7 — sand bars; 8 — silty shallows; 9 — muddy shallows; 10-13 — natural jetties: 10 — indistinct shoreline; 11 — Veronica; 12 — rushes (*Typha* and *Sparganium*); 13 — Phragmites; 14 — directions and velocities of flow (measured 5 cm above bottom)

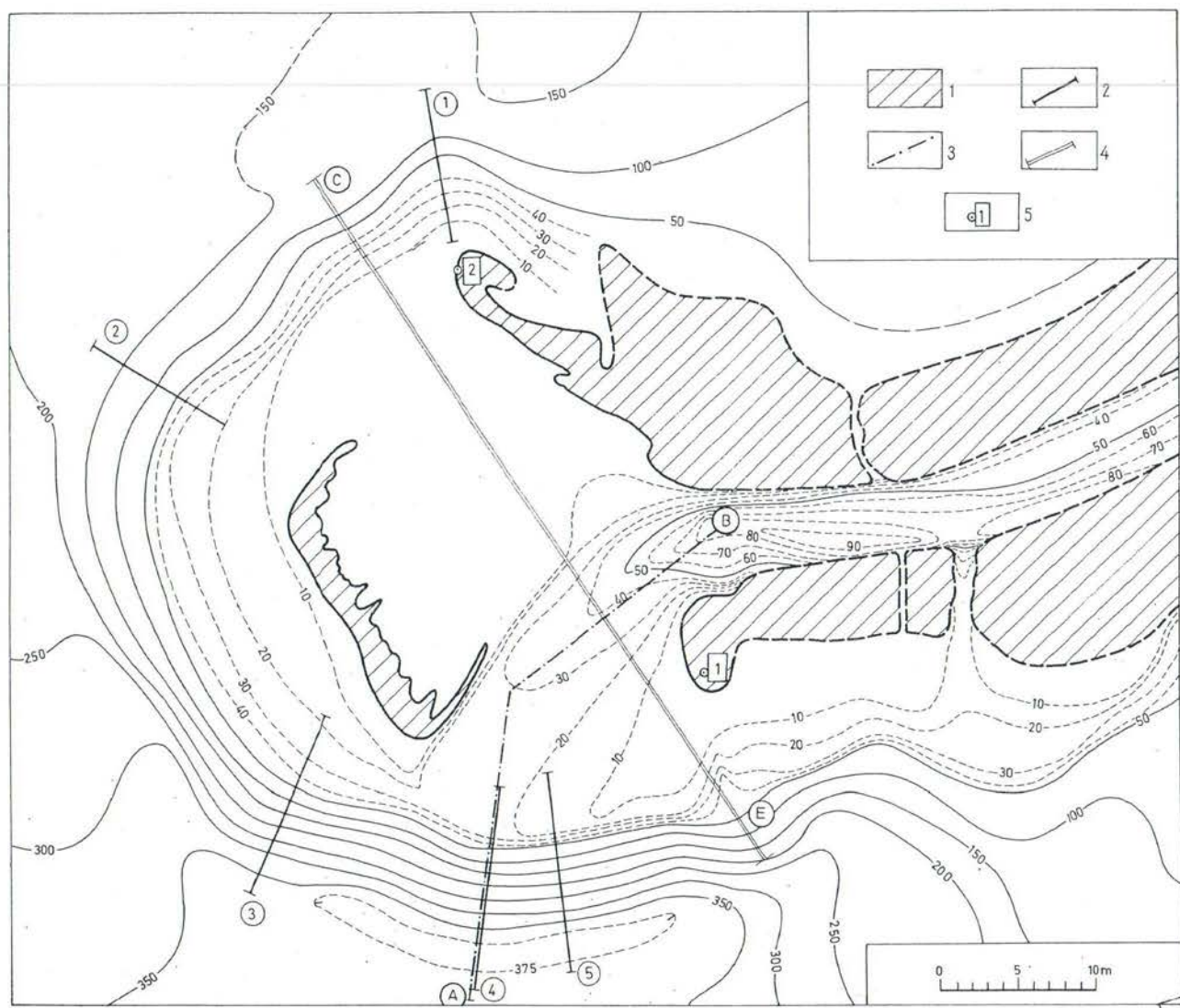


Fig. 31
Aktywna część delty (stan z lipca 1977)

1 — obszary wynurzone; 2 — lokalizacja profili morfologicznych zamieszczonych na figurze 25; 3 — linia profilu zamieszczonego na figurze 16; 4 — linia przekroju geologicznego zamieszczonego na figurze 32; 5 — główne punkty pomiarowe. Wartości izobat w centymetrach

Active part of delta; July 1977

1 — emerged areas; 2 — lines of foreset slope profiles (Figure 25); 3 — line of water depth and water-level profile (Figure 16); 4 — line of cross-section (Figure 32); 5 — surveying datum points. Depths in centimetres

SSE

NNW

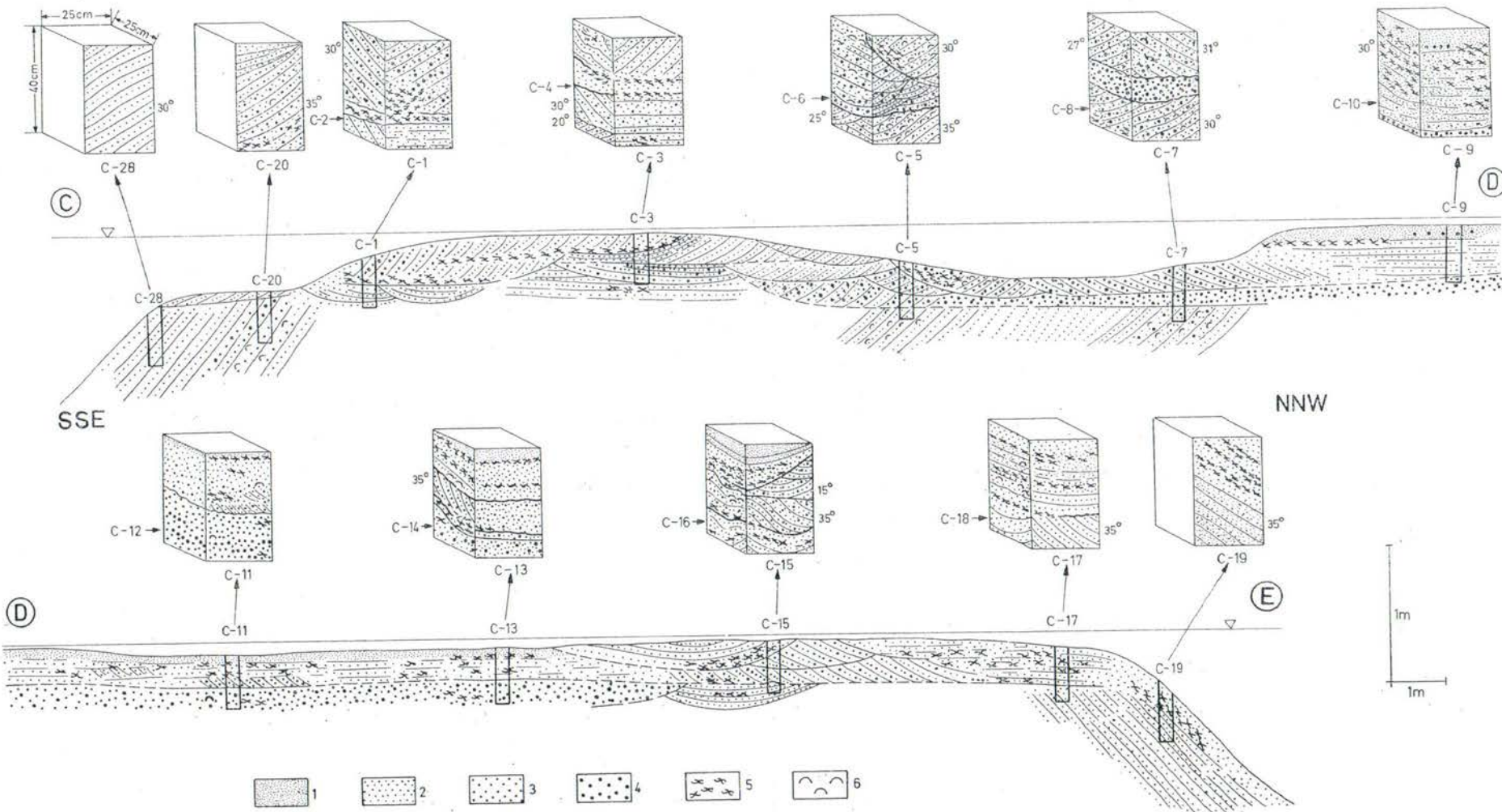


Fig. 32

Przekrój przez aktywną część delty, zestawiony na podstawie prób skrzynkowych (stan z lipca 1977)

1 — piasek drobnoziarnisty miejscami z domieszką materiału pelitycznego; 2 — piasek średnioziarnisty; 3 — piasek grubo- i bardzo gruboziarnisty; 4 — żwirek; 5 — większe szczątki roślinne; 6 — nagromadzenie skorup mięczaków. Przewyższenie $\times 2,5$; na nieprzewyższonych blokdigramach schematycznie zaznaczono struktury sedymentacyjne widoczne na profilach utrwalonych; obok numery prób skrzynkowych

Cross-section through active part of delta plain based on box-cores taken in July 1977

1 — fine-grained sand in places with some pelite; 2 — medium-grained sand; 3 — coarse- and very coarse-grained sand; 4 — granule gravel; 5 — coarse plant fragments; 6 — accumulations of mollusc shells. Vertical exaggeration $\times 2.5$. Block diagrams above show schematically sedimentary structures visible on epoxy relief peels

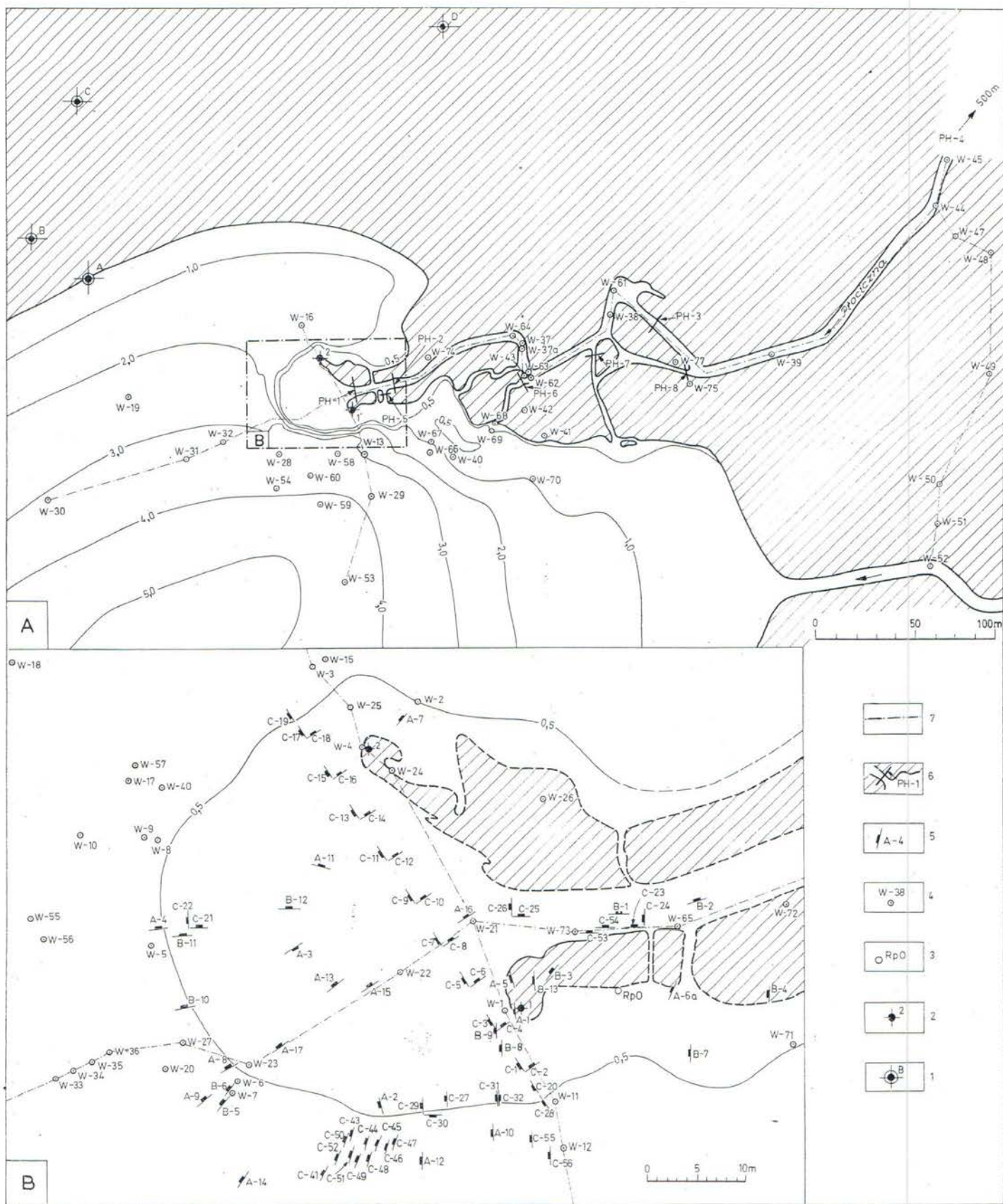
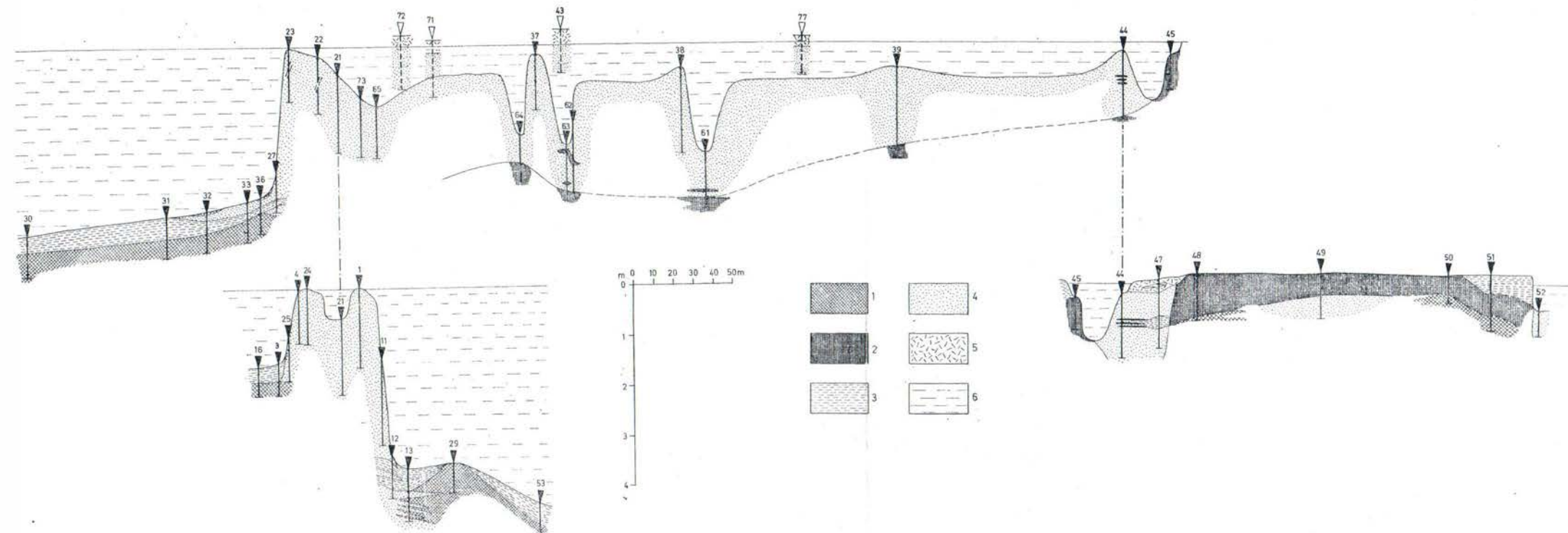


Fig. 33



Przekroje geologiczne przez deltę i jej otoczenie

1 — gytia; 2 — torf; 3 — mul sapropelowy; 4 — piasek; 5 — nagromadzenia szczątków roślinnych lub warstwa korzeniowa; 6 — woda. Różnice położone poza linią przekroju oznaczono białymi trójkątami i linią przerywaną. Linie przekrojów podano na figurze 33. Przewyższenie $\times 25$

Fig. 34

Cross sections of delta and its vicinity

1 — gyttja; 2 — peat; 3 — sapropelic ooze; 4 — sand; 5 — plant detritus accumulations and root layers; 6 — water. Cores in plane of section are indicated by solid triangles and lines, cores projected on the section plane are indicated by void triangles and dashed lines. Location of sections in Figure 33. Vertical exaggeration $\times 25$