

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MIECZYŚLAW BANACH
RYSZARD GLAZIK

ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI
— NIEKTÓRE PROBLEMY
Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ



ROK 1992

ZESZYT 1

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1987

- 1 Społeczna geografia medyczna, s. 156, zł 240, —
- 2 Teledetekcja w rolnictwie, s. 203, zł 240, —
- 3-4 Śródziemnomorska Konferencja Międzynarodowej Unii Geograficznej. Hiszpania 1986, s. 116, zł 480, —

1988

- 1 Współczesna geografia francuska, cz. I, s. 204, zł 240, —
- 2-3 Współczesna geografia francuska, cz. II, s. 247, zł 480, —
- 4 Próby ujęć globalnych, s. 200, zł 240, —

1989

- 1 Próby standaryzacji nazw geograficznych, s. 132, zł 360, —
- 2 Geografia percepcji, s. 219, zł 1000, —
- 3-4 XXVI Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej, Australia 1988, s. 128, zł 1500, —

1990

- 1 Problematyka badawcza i metody badań w dydaktyce geografii, s. 79, zł 4000, —
- 2 Modele migracji II, s. 172, zł 4000, —

**ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI
– NIEKTÓRE PROBLEMY
Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR
SOME PROBLEMS
OF PHYSICAL GEOGRAPHY



YEAR 1992

FASC. 1

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MIECZYŚLAW BANACH
RYSZARD GLAZIK

ZBIORNIK WŁOCŁAWSKI – NIEKTÓRE PROBLEMY Z GEOGRAFII FIZYCZNEJ



ROK 1992

ZESZYT 1

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Członkowie: Tadeusz Gerlach, Marek Grześ,
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola
Sekretarz: Maria Mozolewska-Adamczyk

Adres Komitetu:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Maszynopis niniejszego numeru wpłynął do Wydawnictwa 20 maja 1991

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek

Redaktor techniczny Iwona Karwacka

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1992.
Objętość: ark. wyd. 5,20; ark. druk. 4,38; ark. A₁-6.
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1275/91

SPIS TREŚCI

Przedmowa (Jan Szupryczyński)	5
M. Banach — Morfodynamika form akumulacyjnych strefy brzegowej zbiornika Włocławek	9
Morphodynamics of accumulative forms of the coastal zone of the Włocławek Reservoir (summary)	38
Морфодинамика аккумуляционных форм береговой зоны водохранилища Влоцлавек (резюме)	38
R. Glazik — Wybrane problemy hydrograficzne zwymionych obszarów pradoliny Wisły na przykładzie zachodniej części Kotliny Płockiej	41
Selected hydrographical problems of dune-covered areas of the Vistula Pradolina illustrated by the example of the west part of Płock Basin (summary)	67
Некоторые гидрографические проблемы дюнных областей прadolины Вислы на примере западной части Пдоцкой Котловины (резюме)	68

PRZEDMOWA

W 1986 r. w 5 zeszytcie „Dokumentacji Geograficznej” (pt. Zbiornik włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej pod red. J. Szupryczyńskiego, s. 107) opublikowano 5 artykułów, w których przedstawiono dotychczasowe wyniki badań prowadzonych na zbiorniku włocławskim i w jego otoczeniu.

Budowę stopnia wodnego we Włocławku prowadzono w latach 1962 — 1970. Spiętrzenie zbiornika trwało 522 dni (od 12 marca 1969 r. do 16 sierpnia 1970 r.). W wyniku przegrodzenia Wisły zaporą powstał zbiornik o pojemności 408 mln m³. Powierzchnia zbiornika obejmuje 70 km². Jego długość dochodzi do 58 km, a średnia szerokość wynosi 1,2 km. Przy zaporze rzeka została spiętrzona o około 11 m, a na wysokości Płocka 2,5 m. Średnia głębokość zbiornika wynosi 5,5 m, a maksymalna 14 m. Jest to największy pod względem powierzchni zbiornik w Polsce i drugi co do objętości wód.

Już ponad 20 lat są prowadzone badania zbiornika włocławskiego i jego otoczenia przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu. Badania prowadzą doktorzy: Z. Babiński, M. Banach, R. Glazik i M. Grześ. Do prac włączają się młodszy pracownicy naukowcy.

Badania rozpoczęto jesienią 1969 r. przed spiętrzeniem wód na Wiśle. Rozpoczął je R. Glazik. W latach 1969 — 1974 badał on wpływ zbiornika na zmiany stosunków wodnych w dolinie Wisły i w jego otoczeniu. Rezultatem tego jest rozprawa doktorska pt. „Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie” opublikowana w „Dokumentacji Geograficznej” (z. 2 — 3, 1978, s. 119). W latach 1969 — 1976 M. Banach prowadził badania rozwoju osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Włocławkiem a Dobrzyniem. Zostały one również zakończone rozprawą doktorską pt. „Rozwój osuwisk na prawym zboczach doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem” („Prace Geograficzne IGiPZ PAN”, nr 124, s. 101). W 1972 r. Z. Babiński rozpoczął badania nad procesami korytowymi Wisły poniżej zaporę wodnej we Włocławku. I one także zakończyły się rozprawą doktorską („Dokumentacja Geograficzna”, z. 1 — 2, 1982, s. 92). Badania z tego zakresu są kontynuowane.

Od wielkiej powodzi w styczniu 1982 r. prowadzone są szczegółowe badania nad zlodzeniem i zjawiskami lodowymi przez dr. M. Grzesia. W 1990 r. napisał on rozprawę habilitacyjną pt. „Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle — mechanizmy i warunki”, JGiPZ PAN, s. 184.

Prezentowane w tym zeszycie rozprawy są kontynuacją badań prowadzonych na zbiorniku wrocławskim i w jego otoczeniu. Artykuł R. Glazika jest poszerzeniem jego rozprawy doktorskiej i dotyczy problemów hydrologicznych obszarów wydmych przylegających od strony południowej do zbiornika. Autor analizuje występowanie wód powierzchniowych i podziemnych w obrębie pola wydmy oraz wpływ wydmy na przebieg podziemnych działów wodnych.

Artykuł M. Banacha dotyczy morfodynamiki form akumulacyjnych strefy brzegowej zbiornika. Autor udowadnia, że nagle zmiany bazy erozyjno-denudacyjnej po wybudowaniu zapory we Wrocławku zapoczątkowały nowy etap rozwoju brzegów. W strefie brzegowej zbiornika wyróżniono nadwodne i podwodne formy akumulacyjne, które powstały w wyniku procesu abrazji. Ten proces okazał się znacznie silniejszy od erozji bocznej.

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu opublikowali dotąd ponad 100 rozpraw, artykułów i notatek dotyczących zbiornika wrocławskiego i jego otoczenia. Zbiornik wrocławski jest obecnie unikatowym obiektem hydrologicznym w Polsce, a poza tym pierwszym w kaskadzie dolnej Wisły. Badania tu prowadzone mogą rzutować na projektowanie i budowę kolejnych zbiorników kaskady.

Jan Szupryczyński

MIECZYŚLAW BANACH

MORFODYNAMIKA FORM AKUMULACYJNYCH STREFY BRZEGOWEJ ZBIORNIKA WŁOCLAWEK*

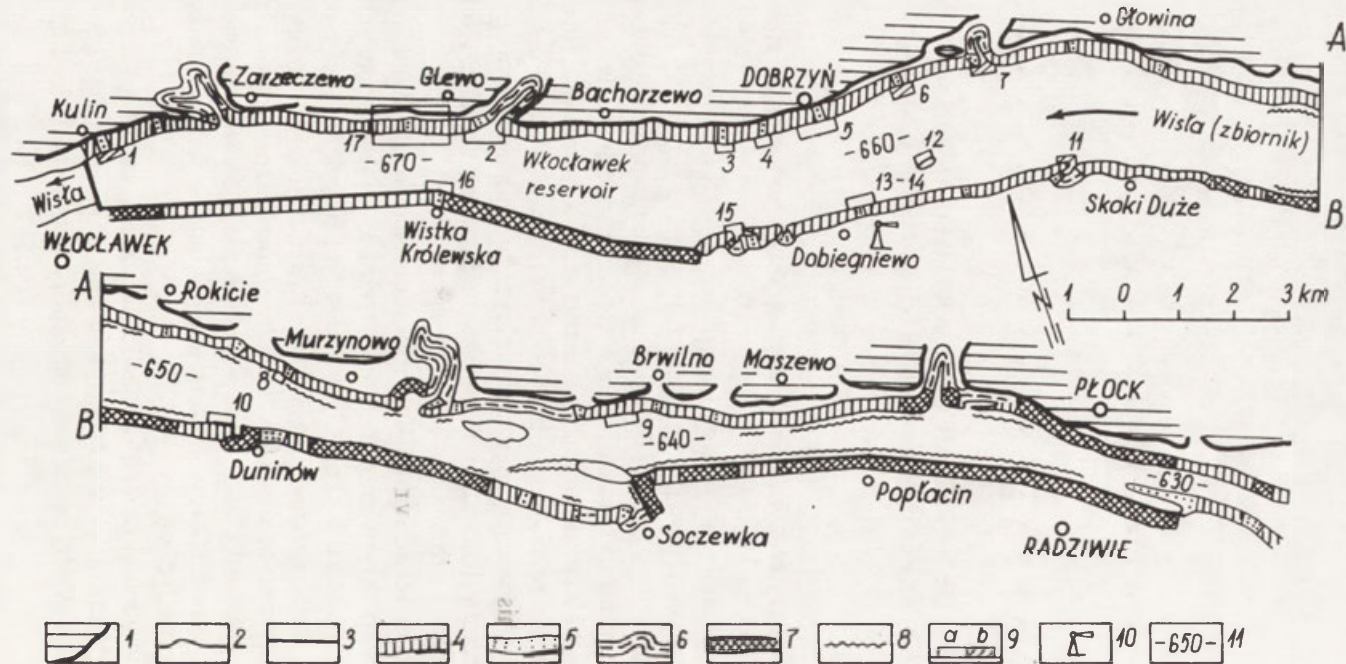
WPROWADZENIE

Nagła zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły po wybudowaniu stopnia piętrzącego we Włocławku w 1969 r. zapoczątkowała nowy etap rozwoju brzegów rzeki. Powstał zbiornik dolinny, przepływowy; całkowita wymiana wody przy średnim rocznym dopływie wynoszącym $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ trwa 4,7 doby, a przy dopływie $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ — poniżej doby. Mimo wyraźnej przepływowości zbiornik ma wiele cech jeziora, które szczególnie widoczne są w morfodynamice strefy brzegowej i w charakterze akumulacji. Wahania stanów wody są częste i nieregularne, ale rocznie nie przekraczają na ogół 1 m (Banach 1988). Po spiętrzeniu rzeki wzmożło się niszczenie brzegu, cofanie i przebudowa jego nadwodnej części oraz spływanie części subakwalnej. Relacje te zmieniały się w czasie. Równocześnie malało stopniowo urozmaicenie linii brzegowej.

Pod pojęciem morfodynamika form akumulacyjnych rozumie się przekształcenie zarówno zarysu linii brzegowej tych form, jak również ich profilu poprzecznego, zachodzące w czasie. Natomiast pod pojęciem strefy brzegowej rozumie się strefę rozciągającą się od krawędzi klifu do podnóża stoku platformy (płycizny) przybrzeżnej (ryc. 2B). Przedmiotem rozważań w niniejszym opracowaniu są więc formy nadwodne — zalegające powyżej zwierciadła wody przy średnim jego stanie, jak również formy podwodne — będące stale pod wodą lub odsłaniane sporadycznie.

Akumulacyjne odcinki brzegu są niewielkie; rzadko ich długość przekracza 100 m. W sumie stanowią 4,4% (5,6 km) całkowitej długości brzegów na 50-kilometrowym odcinku Wisły, począwszy od zapory w górę rzeki (ryc. 1).

* Opracowanie jest oparte na wynikach badań przeprowadzonych w ramach CPBP — 03.13.02, głównie w okresie 1986 — 1990.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych odcinków brzegów zbiornika Włocławek na tle ich typologii

1 — krawędź wysoczyzny morenowej; typ brzegu: 2 — naturalny, 3 — sztuczny (wały ziemne), 4 — abrazyjny, 5 — akumulacyjny, 6 — neutralny, 7 — umocniony, 8 — narefultowany; 9 — badane odcinki strefy brzegowej (a), odcinki zilustrowane w opracowaniu (b); 10 — stacja terenowa IGiPZ PAN w Dobiegniewie; 11 — kilometraż Wisły

Fig. 1. Location of the researched segments of the banks of the Włocławek reservoir against a background of their typology

1 — morainic plateau edge; bank type: 2 — natural, 3 — artificial (earth dikes), 4 — abrasive, 5 — accumulative, 6 — neutral, 7 — revetted, 8 — dredged, 9 — researched segments of coastal zone (a), segments illustrated in the study (b); 10 — research station of the Institute of Geography and Spatial Organization at Dobiegniewo, 11 — kilometres of Vistula course

Tabela 1

Badane odcinki brzegów zbiornika Włocławek

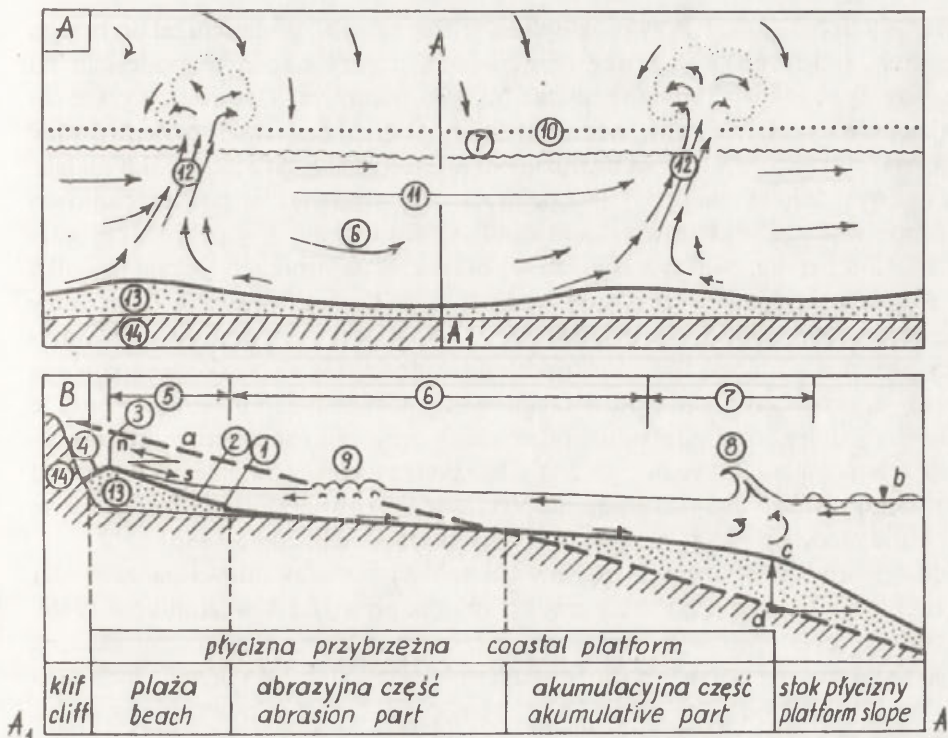
Lp.	Nazwa odcinka	Okres badań	Rodzaj podkładu kartograficznego	Skala podkładu	Długość odcinka (m)	Kształt linii brzegowej	Typ brzegu*
1*	Kulin	1972 – 1989	mapa	1:1000	450	wklęsły i prosty	ak.-abr.
2	Bachorzewo	1981 – 1989	mapa	1:500	400	zatoka	ak.-abr.
3	Dobrzyń – Rumunki	1978 – 1989	szkic	1:1000	160	wypukło-wklęsły	ak.-abr.
4	Dobrzyń – Nowe Miasto	1980 – 1989	szkic	1:1000	160	wypukło-wklęsły	ak.-abr.
5	Dobrzyń	1971 – 1989	mapa	1:500	750	wypukło-wklęsły	abr.-ak.
6*	Kamienica I	1983 – 1990	szkic	1:500	90	prosty	ak.-abr.
7*	Kamienica II	1986 – 1990	mapa	1:500	200	zatoka	ak.-abr.
8	Uniejewo	1983 – 1989	szkic	1:500	110	prosty	ak.
9	Brwilno Górne	1981 – 1989	mapa	1:500	500	prosty	abr.
10	Duninów Nowy	1981 – 1989	mapa	1:500	500	prosty	abr.
11*	Dąb Wielki I	1986 – 1989	mapa	1:500	150	zatoka	ak.-abr.
12	Dąb Wielki II	1980 – 1989	szkic	1:1000	70	prosty	abr.
13	Dobiegniewo I	1978 – 1989	szkic	1:200	35	wypukły	abr.-um.
14	Dobiegniewo II	1981 – 1989	mapa	1:500	550	wypukło-wklęsły	abr.-ak.
15	Wistka Szlachecka	1981 – 1989	mapa	1:500	300	zatoka	ak.-abr.
16	Wistka Królewska	1980 – 1989	szkic	1:500	120	wypukły	ak.
17	Glewo	1891 – 1964	mapa	1:4000	1450	prosty	er.
		1970 – 1988	mapa	1:5000	1450	prosty	abr.

* Odcinki zilustrowane w opracowaniu. Typ brzegu: abr. – abrazyjny, ak. – akumulacyjny, er. – erozyjny, um. – umocniony.

Stosowano powtarzalne kartowanie form na podkładzie sytuacyjno-wysokościowym w różnych podziałach, przeważnie 1:500. Były to przeważnie mapy wykonane metodą zdjęcia stolikowego, bez nawiązywania do sieci państwowej. Wykonano również kilka szkiców metodą prostych prostopadłych przy użyciu węgielnicy dwuprzyrzmatycznej (tab. 1). Na podkład naniesiono punkty orientacyjne, domiarowe, instalowane specjalnie w terenie (słupki betonowe, rury metalowe) lub już istniejące (głazy, fundamenty zabudowań, charakterystyczne drzewa), które pozwoliły niekiedy znaczyć zmiany w zarysie linii brzegowej bez pomiarów na stoliku topograficznym. Powtarzano sondowania subakwalnej części strefy brzegowej w sąsiedztwie wybranych form akumulacyjnych. Każdorazowo analizowano zmiany w przebiegu krawędzi płycizny przybrzeżnej. Systematyczne pomiary prowadzono w okresie 1986–1990, a sporadycznie już od 1981 r. Badano skład granulometryczny osadów oraz wybrane cechy fizyczne w przekrojach poprzecznych strefy brzegowej. Prowadzono także badania osadów z rdzeni pobranych na krawędzi płycizny, obrazujących pionową zmienność akumulacji. Analiza cech osadów oraz wybranych statystycznych wskaźników uziarnienia pozwoliła wyznaczyć zmienność hydro- i litodynamiczną strefy brzegowej. Wykorzystano zdjęcia lotnicze i fotograficzne strefy brzegowej zbiornika, wykonane w różnych okresach, dla różnych celów oraz obserwacje i pomiary kierunku, prędkości wiatru, a także parametrów falowania prowadzonych na Stacji Terenowej IGiPZ PAN w Dobiegniewie.

FALOWANIE, PRĄDY I RUCH OSADÓW

Falowy ruch wody na zbiorniku powodowany oddziaływaniem wiatru jest głównym czynnikiem niszczącym, segregującym i transportującym osady w strefie brzegowej. Fale w drodze ku brzegowi, natrafiając na malejące głębokości, tracą szybkość i zmieniają kierunek. W wyniku tego procesu, zwanego *refrakcją*, czyli ugięciem fal, następuje koncentracja energii falowania na cyplach brzegu i rozproszenie jej w zatokach (Zienkowicz 1946, 1962; Ingle 1966). Przy cyplach jest jakby „ściągana” koncentrycznie część energii ze znacznej przestrzeni. Fragment fali dochodzący do linii brzegowej zatoki rozkłada się na znacznie dłuższy odcinek. Dlatego koło cypli fale są dłuższe, wyższe niż w zatokach i mają większe możliwości niszczenia brzegu jak też transportu rozmytego materiału. W zatokach następuje rozproszenie energii i w efekcie zachodzi akumulacja osadów. Nad płycizną przybrzeżną fale podlegają stopniowej przebudowie i rozbiciu; na brzeg wkraczają w postaci potoku przyboju (*surf*). Wyróżnia się w nim dwa przeciwstawne strumienie (ryc. 2): postępowy, do brzegu, czyli napływ (*swash*) i powrotny, od brzegu, czyli spływ (*backwash*). Fale w swej „wędrowce” do brzegu ulegają rozbiciu w strefie do głębokości 1,28 razy większej od wysokości fali (Komar i in. 1970 – vide Jarosławcewa 1975). Maksymalne, notowane sporadycznie, wysokości fal na krawędzi płycizny przy-



Ryc. 2. System krążenia wód w strefie brzegowej — w strefie deformacji fali (A) oraz elementy typowego przekroju poprzecznego tej strefy (B) (wg Ingle 1966, zmodyfikowany)

a — pierwotny zarys stoku, b — średni poziom wód, c — krawędź płycizny (platformy) przybrzeżnej, d — kierunek akumulacji osadów, n — napływ potoku przyboju na stok plaży, s — spływ potoku przyboju ze stoku plaży; elementy plaży: 1 — stopień (próg), 2 — stok, 3 — grzbiet, 4 — stok odlądowy (dystalny); elementy strefy brzegowej: 5 — zmywu, 6 — przyboju, 7 — łamania fali; 8 — grzywacz, 9 — kipieli, 10 — krawędź płycizny przybrzeżnej, 11 — prąd wzdłużbrzegowy, 12 — prąd rozrywający, 13 — plaża, 14 — brzeg macierzysty

Fig. 2. System of water circulation in the coastal zone — in the breaker zone (A) and elements of a typical cross section through this zone (B) (after Ingle, 1966, modified)

a — primary outline of slope, b — average reservoir water level, c — nearbank platform edge, d — direction of sediments accumulation, n — swash of surf on slope of beach, s — backwash of surf from slope of beach; elements of beach: 1 — edge, 2 — slope, 3 — crest, 4 — land slope; elements of coastal zone: 5 — swash zone, 6 — surf zone, 7 — breaker zone; 8 — breaker, 9 — bore, 10 — nearbank platform edge, 11 — longshore current, 12 — rip current, 13 — beach, 14 — in situ bank

brzeżnej nie przekraczają 70 cm, a na otwartym akwenie przewyższają 1,1 m. Okres fali zwiększa się wraz ze wzrostem jej wysokości, przy falach do 20 cm waha się od 0,9 do 1,6 s, a przy wysokościach 21–40 cm wynosi 1,6–2,2 s. Przy maksymalnych obserwowanych wysokościach nie przekracza 3 s (Banach 1986).

Transport wody ku linii brzegowej przez fale, ulegające przeobrażeniu nad płycizną przybrzeżną, zachodzi głównie przy powierzchni. W kierunku przeciwnym woda jest odprowadzana w warstwie przydennej w postaci przydennego prądu powrotnego (*undertow*).

Na skutek oddziaływania fal na brzeg, powstają prądy w strefie brzegowej. Wpływ na ich charakter wywiera morfologia płycizny przybrzeżnej i ukształ-

townie linii brzegowej. Przy prostopadłym (frontalnym) podejściu fal do brzegu dominują prądy rozrywające (*rip current*), a przy ukośnym podejściu fal przeważają prądy wzdłużbrzegowe (*longshore current*). Często powyższe rodzaje prądów występują równocześnie. Prądy wzdłużbrzegowe skoncentrowane są w strefie przyboju fal. Poza przedziałem tej strefy ich prędkość szybko maleje. Przy silnym falowaniu prądy te obejmują całą płyciznę. W powierzchniowej warstwie wody ich składowa skierowana jest do brzegu, a w przydennej warstwie — od brzegu. Maksymalne ich szybkości na zbiornikach sięgają $0,6-0,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Jarosławcew 1975). Prądy wzdłużbrzegowe doprowadzają do różnicy ciśnień w strefie przyboju, w rezultacie tego powstaje system prądów rozrywających, którymi woda jest transportowana poza strefę grzywaczy skoncentrowaną strugą, sięgającą od dna do powierzchni wody (Gradziński i in. 1986). Prądy te stanowią jedną z form odpływu wód ze strefy przyboju i są skierowane prostopadle lub ukośnie od brzegu (ryc. 2A). Charakter tych prądów zależy głównie od morfologii płycizny przybrzeżnej; na płyciznach o równej powierzchni prądy te są niestacyjne, to jest tworzą się w różnych miejscach (Ingle 1966).

Masowe przemieszczanie osadów (nanosów) podczas falowania zachodzi w obrębie strefy przyboju i strefy zmywu, czyli napływu fal (Owczinnikow 1986). Charakter tego transportu jest ściśle związany z kierunkiem ruchu fal nad płycizną. Przy normalnym (prostopadłym) podejściu fal do brzegu ruch osadów na płyciznie odbywa się pod wpływem symetrycznego powrotnego ruchu wody. W okresie rozwoju intensywnego falowania (sztormu) osady w strefie zmywu przemieszczają się w dół po stoku i następuje rozmywanie plaży. Podczas zaniku sztormu obraz jest odwrotny, tj. zachodzi dostawa osadów do strefy przybrzeżnej i ponowna nadbudowa plaży. Dlatego prawie wszędzie wzdłuż klifów — abrazyjnych odcinków w okresach ciszy obserwuje się obecność osadów piaszczystych — aluwii (Owczinnikow 1986). Przy ukośnym podejściu fal do brzegu w strefie przyboju osady przemieszczają się wzdłuż brzegu pod wpływem prądów falowania wiatrowego, a w strefie napływu (zmywu) pod działaniem przyboju. Wzdłużbrzegowy transport osadów ciągnie się pasem, którego brzegowa i odwodna granica odpowiada górnemu i dolnemu zasięgowi rozmywającego działania fal. Dla otoczków przedział rozmywania jest mniejszy niż dla piasków. Osady piaszczyste są transportowane w stanie zawieszonym, skokami i poprzez wleczenie po dnie słoja o niewielkiej miąższości, a osady otoczkowe — poprzez wleczenie i skoki. Im większy jest okres fali, tym większa jest miąższość osadów, które mogą brać udział w ruchu (Komar, Miler 1973 — vide Clark 1985).

Skutki morfologiczne oddziaływania fal na brzeg, jako głównego czynnika degradacji, oraz obecność prądów przybrzeżnych, jako czynnika transportującego rozmyte osady brzegu macierzystego, można obserwować na prawie dowolnym fragmencie obu brzegów zbiornika. Badań prądów i ruchu osadów nie prowadzono. Analiza zarysu linii brzegowej i morfologii akumulacyjnych form brzegowych pozwala określić kierunek wypadkowej falowania wiatrowego oraz kierunek przeważającego ruchu osadów.

AKUMULACYJNE FORMY STREFY BRZEGOWEJ

Formy akumulacyjne tworzą się na skutek strat energii potoku osadów, transportowanych prądami w strefie brzegowej. Przestrzenne ich występowanie jest uwarunkowane ukształtowaniem linii brzegowej oraz głębokością w tej strefie. Wyróżnić tu można formy nadwodne, będące stale nad wodą, oraz podwodne, sporadycznie odsłaniane. W grupie pierwszej można wydzielić: 1) plażę, 2) wały — kosy, 3) odsypy, 4) efemeryczne kosy, 5) sztuczne terasy. W grupie drugiej natomiast: 1) płycizny przybrzeżne oraz 2) ławice.

NADWODNE FORMY AKUMULACYJNE

Plaża

Plaża — to powszechna forma akumulacyjna kształtowana oddziaływaniem potoku przyboju, leżąca powyżej linii wodnej wód stojących. Jest najbardziej dynamicznie zmieniającą się formą w całej strefie. Podczas narastania falowania jest rozmywana (niszczona) wzdłuż abrazyjnych odcinków, a podczas jego zaniku lub wyciszania jest ponownie odtwarzana. Plaża jest prawie zawsze świeża, bez pokrycia roślinnego. Budują ją piaski, żwiry, a nawet otoczaki, rzadko z dodatkiem sieczki roślinnej. W strefie brzegowej dużych zbiorników może być miejscami szeroka i wtedy wyróżnić w niej można część wewnętrzną — bliższą lądu, zalewaną tylko podczas sztormów, i część zewnętrzną, to jest zwrócony ku akwenowi stok plaży, znajdujący się pod działaniem napływu i spływu potoku przyboju (Jaroszewski i in. 1985). Wyróżniona na rycinie 2 forma należy do prostego typu plaży o pełnym profilu (Leontiew i in. 1982). Wyróżnić w nim można: 1) stopień (próg) plażowy — utworzony z materiału zmywanego z brzegu przez spływ i osadzanego w miejscu ścierania się spływu z napływem. Stanowi on wąską strefę i zakończony jest stromą skarpą, u której podnóża następuje ostateczne rozbitcie fali; 2) stok plaży — ciągnący się powyżej linii wodnej, zwrócony ku akwenowi; 3) grzbiet plaży (wału brzegowego); 4) stok odlądowy (dystalny). Plaże o powyższym profilu rozwijają się wzdłuż brzegów płaskich, bezklifowych (Longinow 1963 — vide Leontiew i in. 1982). W warunkach zbiornika wrocławskiego plaże występują wzdłuż innych form akumulacyjnych oraz wzdłuż odcinków o tranzytowym wzdłużbrzegowym transporcie osadów. Wzdłuż brzegów abrazyjnych — czynnych klifów plaża jest jednostronnie nachylona ku akwenowi, przystająca do klifu i brak jej grzbietu oraz stoku odlądowego, a więc profil jest niepełny (fot. 1). Potwierdza się słuszność twierdzenia Longinowa, że stok proksymalny plaży na odcinkach prostoliniowych i lekko wypukłych ma profil wypukły. Profil wklęsły związany jest głównie z obszarami zatok i małych wklęśnięć linii brzegowej. Chwilowo ustalony, obserwowany lub mierzony stok plaży jest rezultatem dynamicznej równowagi między działaniem zmywu wstępującego (napływu) i zmywu powrotnego (spływu). Kąt nachylenia tego stoku zależy głównie od granulometrii osadu. Im osad jest grubszy, tym

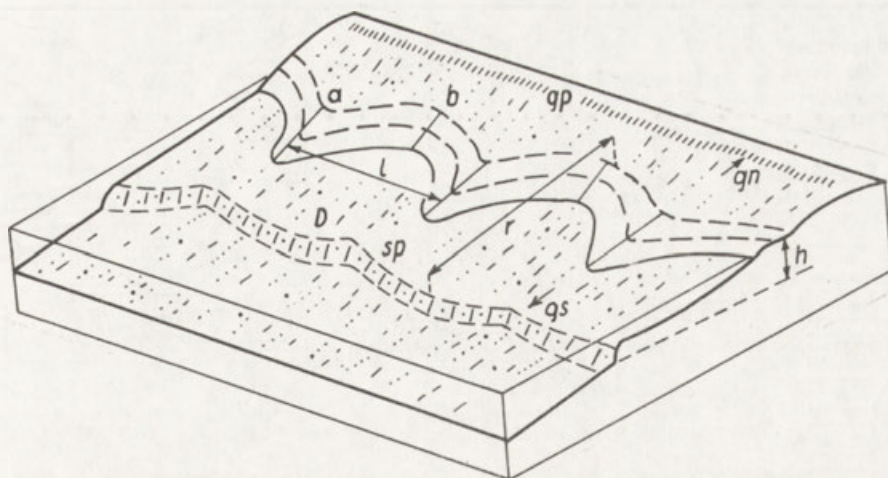


Fot. 1. Plaża o niepełnym profilu wzdłuż abrazyjnego niskiego brzegu w Rokiciu, rozmywana okresowo przez wody roztopowe lub opadowe (30.05.1985)

Photo 1. The beach of an incomplete profile along the abrasive bank in Rokicie, periodically outwashed by meltwater and precipitation (30.05.1985)

większa część napływu wsiąka w podłoże w wyższej partii stoku i nie zasila zmywu powrotnego (spływu), wskutek tego stok jest bardziej stromy (Gradziński i in. 1986). Kąt nachylenia stoku plaż piaszczystych wynosi $6-11^\circ$. Im intensywniejsze falowanie, tym kąt jest większy. Przy urozmaiconej linii brzegowej plaży stok dowietrzny jest łagodniejszy, a zawietrzny stromszy; różnice mogą sięgać 90%. Wysokość względna plaży od podstawy progu do grzbietu nie przekracza 50 cm; przy umiarkowanym falowaniu o prędkości wiatru do $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ nie przekracza 25 cm, w przypadku plaży zbudowanej z piasków średnich i drobnych.

Wielokrotnie obserwowano na powierzchni plaży wiele nietrwałych struktur (wałki falowe, bruzdki ściekowe i inne), opisanych na plażach Bałtyku przez Rudowskiego (1962). Sporadycznie stwierdzano również obecność sierpów plażowych (*beach cusps*) – bardziej trwałych i charakterystycznych form rzeźby plażowej (ryc. 3). Występowały one wzdłuż zapór bocznych zbiornika oraz na prostych, dłuższych odcinkach brzegu macierzystego. Miały formę połączonych półksiężycowatych zatok, otwartych ku zbiornikowi i występowały szeregiem wzdłuż górnej części plaży. Wymiary ich były zbliżone do najdrobniejszych form opisanych na plażach Bałtyku, to jest miały 1–2 m szerokości i 1–1,5 m



Ryc. 3. Blokdiagram sierpów plażowych (wg Rudowski 1964, uzupełniony)

Elementy sierpów: l — długość, r — szerokość, h — wysokość, a — wierzchołek (róg), b — podstawa zatoki, D — delta, sp — stopień (próg) plażowy, gp — grzbiet plaży, gn — granica napływu, gs — granica spływu

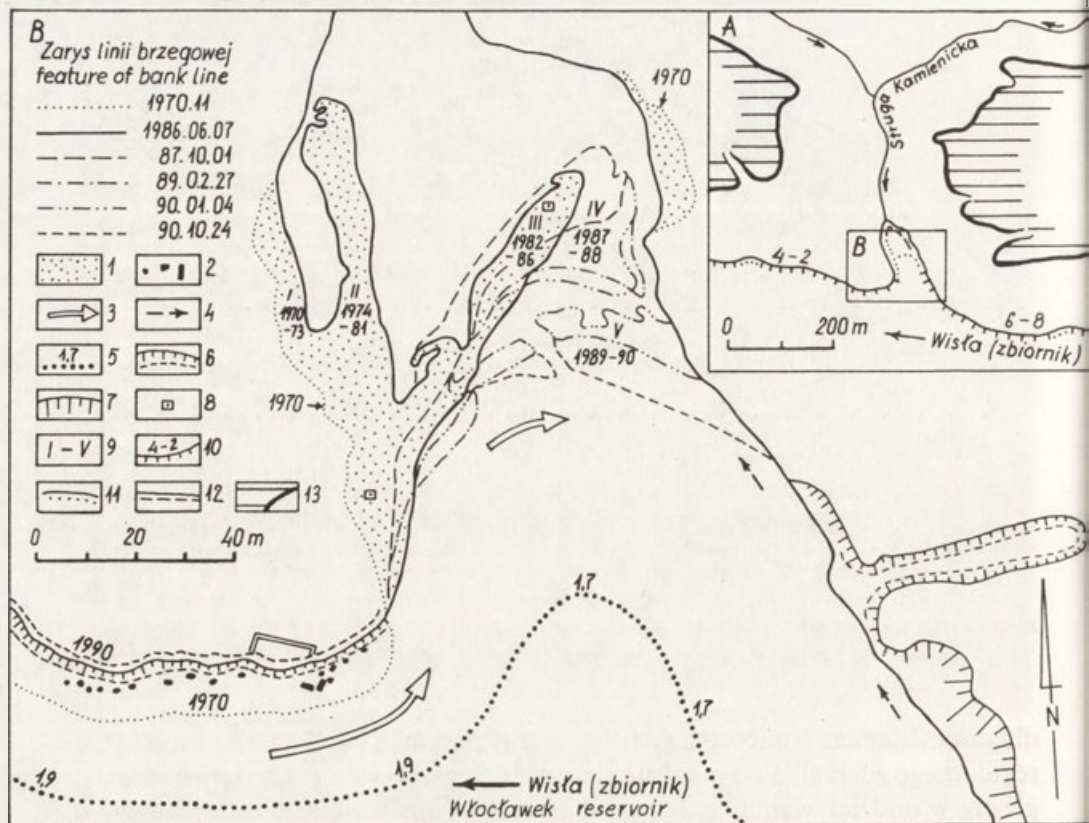
Fig. 3. Block-diagram of the beach cusps (after Rudowski 1964, completed)

Elements of the cusps: l — length, r — width, h — height, a — top of beach cusp, b — base of bay, D — delta, sp — edge of beach, gp — crest of beach, gn — boundary of swash, gs — boundary of backwash

długości. Zdaniem Rudowskiego (1964) sierpy powstają okresowo pod wpływem regularnego zderzania się potoku napływu i spływu na stok plaży. Inni widzą ich genezę w oddziaływaniu brzegowych fal krawędziowych (Bowen, Inman 1969, 1971 — vide Mielczarski, Tarnowska 1986) lub w zjawisku dzielenia się grzbietu fal przybrzeżnych na kilka równoległe rozmieszczonych języków (Gorycki 1973 — vide Gradziński i in. 1986).

Wały — kosy

Są to formy najtrwalsze zarówno pod względem miejsca występowania, jak i ogólnego zarysu linii brzegowej. Występują w większych zatokach — dopływach Wisły. Z uwagi na przewagę wiatru z sektora zachodniego (Banach 1988) towarzyszą one wylotom ujść rzecznych od strony zachodniej (ryc. 4, fot. 2). Po przeciwnej stronie zatok tworzą się drobne bliźniacze formy pod wpływem wzdłużbrzegowego strumienia osadów od wschodu. Strumień ten spełnia podrzędną rolę w hydrodynamice i litodynamice strefy brzegowej zbiornika, mimo że zgodny jest z kierunkiem płynięcia wód Wisły. Formy te zaczęły się tworzyć dopiero w drugim roku po spiętrzeniu Wisły. Do tego czasu osadami (nanosami) zapełniły się liczne drobne zatoki, a tutaj do dużych zatok trafiały osady z krótkich odcinków brzegu w „uszczuplonych” ilościach, ponieważ ich część była wynoszona na większe głębokości, tworząc zaczątek pływiczny przybrzeżnej. Z uwagi na znaczne głębokości zatok tworzyły się najpierw formy przystające — przylegające na całej swej długości do macierzystego brzegu (I etap), a później



Ryc. 4. Akumulacyjno-abrazyjny brzeg w zatoce Strugi Kamienickiej, km 657,6 (nr 7 na ryc. 1)

1 – akumulacja w okresie 1970–1986, 2 – reziduum (głazy) z rozmycia (abrazji) brzegu, 3 – dominujący kierunek ruchu wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 4 – kierunek ruchu podrzędnego wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 5 – krawędź płycizny przybrzeżnej, z wartością głębokości w m; 6 – krawędź klifów i załomy na zboczu, 7 – ściany czynnych obrywów i odsypów, 8 – stanowiska pomiarowe, 9 – etapy rozwoju tej formy; do ryc. 4A: 10 – brzeg abrazyjny z wartością wysokości klifu w m; 11 – brzeg akumulacyjny, 12 – brzeg neutralny, 13 – krawędź wysoczyzny morenowej

Fig. 4. Accumulative-abrasive bank in the bay of Struga Krzemienicka, km 657,6 (no. 7 in Fig. 1)

1 – accumulation in the period 1970–1986, 2 – residuum (stones) resulting from bank abrasion, 3 – dominant direction of langshore drift of sediments, 4 – direction of secondary langshore drift of sediments, 5 – edge of coastal platform, depth value in m; 6 – edge of cliffs and bends in slope, 7 – faces of active earth falls and outwashes, 8 – measuring points, 9 – stages of evolution of this form; key to Fig. 4A: 10 – abrasive bank, height of cliff in m; 11 – accumulative bank, 12 – neutral bank, 13 – morainic plateau edge.

w miarę spływania się strefy brzegowej i wypełniania zatoki osadami rozwijały się swobodne wały (kossy) połączone z brzegiem tylko jednym końcem (etap II, III oraz IV). Etap V, to już jest forma zamykająca zatokę, połączona z lewym i prawym brzegiem zatoki oboma swymi końcami (ryc. 4, tab. 2).

Całkowita powierzchnia formy w zatoce Strugi Kamienickiej wynosi 25,5 ara. Zarys jej linii brzegowej jest urozmaicony szczególnie w II i III etapie rozwoju. Poszczególne części formy, wykształcone w postaci wałów 5–8 m szerokich i 60–70 m długich, zwróconych wachlarzowato ku końcowi zatoki, mają słabo urozmaiconą powierzchnię. Osiowa ich część jest najwyższa i wystaje około



Fot. 2. Wały — kosi w zatoce Strugi Kamienickiej (od 1990 r. forma zamykająca — mierzeja). Cyfry rzymskie oznaczają etapy przyrastania formy (por. ryc. 4). Linia przerywana wyznacza granicę formy z brzegiem macierzystym. Fotografia wykonana z głębi zatoki — z NW ku SE (24.10.1990)

Photo 2. Hooked spits in the bay of Struga Krzemienicka (from 1990 closing form — bay-bar). Roman numerals mark the stages of increasing of the form (see Fig. 4). Dashed line marks the boundary between the form and the in situ bank. Photo taken from the interior of the bay (NW-SE) (24.10.1990).

30 cm ponad zwierciadło wody. Strona proksymalna jest łagodniejsza i ma słabiej urozmaiconą linię brzegową od stromszej i bardziej urozmaiconej strony dystalnej. W osi wałów są obniżenia, sięgające kilkunastu centymetrów. Całą formę budują na powierzchni osady luźne, piaszczyste z dominantą frakcji od 0,5 do 0,25 mm. U nasady formy, za załomem linii brzegowej, jest osad gruboziarnisty (otoczaki), który stopniowo maleje w głąb zatoki. Na powierzchni formy zalegają pnie drzew, gałęzie i sieczka roślinna. Część osadów organicznych jest zakumulowana w formie w miarę jej przyrastania. Oprócz najmłodszego wału formę porasta roślinność trawiasta.

Obecnie około 70% pierwotnej objętości zatoki Strugi Kamienickiej wypełniają osady facji zbiornikowej. Maksymalna ich miąższość sięga 7 m; na krawędzi płycizny przybrzeżnej w osi zatoki przewyższa 5 m. Od powierzchni do około 2 m zalega pył piaszczysty, a głębiej pył ilasty. Ogólna sekwencja cech osadów w odkrytej części zatoki jest zgodna z następstwem cech w strefie brzegowej zbiornika; z oddaleniem od linii brzegowej średnia wielkość osadu maleje (Ba-

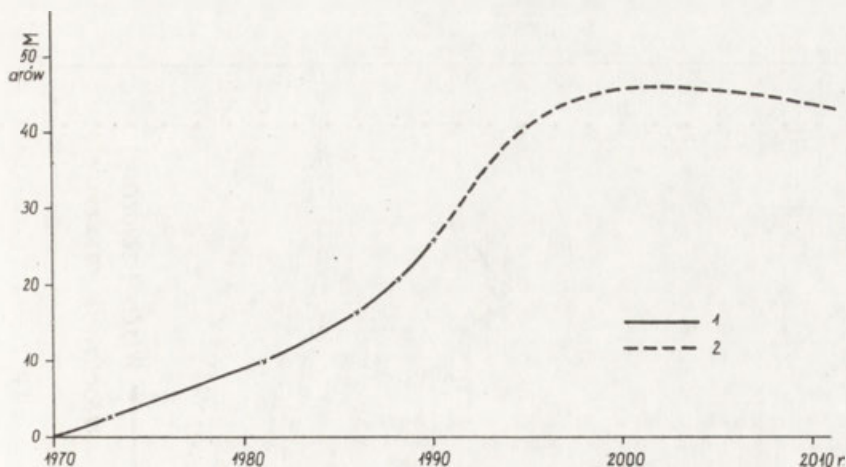
Przyrost powierzchni akumulacyjnej formy w zatoce Strugi Kamienickiej

Etap	Okres	Liczba lat	Przyrost powierzchni (ary)		Suma przyrostu powierzchni (ary)
			za okres	średni roczny	
I	1970–1973	4	2,50	0,62	2,50
II	1974–1981	7	7,17	1,02	9,67
III	1982–1986	5	6,60	1,32	16,27
IV	1987–1988	2	4,40	2,20	20,67
V	1989–1990	2	4,78	2,40	25,45
I–V	1970–1990	20	25,45	1,27	—

nach 1988). Osady są tutaj jedynie drobniejsze; na krawędzi płycizny w zatoce zalegają pyły piaszczyste, a na zbiorniku – piaski średnioziarniste. Część górna zatoki, stanowiąca obecnie lagunę, jest wypełniana aluwiami Strugi, a okresowo osadami piaszczystymi zbiornika w postaci delty wstecznej. Głębokość w tej części zatoki nie przekracza 50 cm.

Zatoka Strugi Kamienickiej jest jeszcze łapaczką wszystkich grubszych osadów transportowanych wzdłuż brzegu. Jedynie frakcja zawiesinowa przemieszczana jest tranzytem przez zatokę przy wietrze (falowaniu) zgodnym z osią zbiornika. Omawiana wyżej forma akumulacyjna będzie w dalszym ciągu przyrastać w postaci kolejnych wałów zamykających aż do momentu, kiedy wzdłuż nich rozpocznie się tranzytowa wędrówka osadów po stoku plaży i płyciznie przybrzeżnej. Dalszy przyrost formy zostanie wtedy przerwany, zahamowany. Uwzględniając dotychczasowe tendencje rozwoju tej formy, stopień wypełnienia zatoki osadami oraz aktualną intensywność procesu abrazyj uważam, że nastąpi to za około 10 lat. W następnych latach rozpocznie się proces powolnego kurczenia formy, na skutek cofania się abrazyjnych brzegów w sąsiedztwie (ryc. 5).

Podobny proces rozwojowy, omówiony na powyższym przykładzie, przeszły lub przechodzą inne formy akumulacyjne, utworzone w mniejszych zatokach lub na odcinkach brzegu o mniejszym nasyceniu osadami strumienia wzdłużbrzegowego. Rycina 6 ilustruje dwa przykłady z bliskiego sąsiedztwa zapory ziemnej w Kulinie. Wcześniej zaczęła się tworzyć forma po wschodniej stronie niewielkiej, wąskiej zatoki w osi debrzy. Po około 1,5 roku działania procesów brzegowych przy średnim stanie piętrzenia rzeki forma ta zamknęła zatokę, dzieląc ją na dwie części, podobnie jak stało się to w zatoce Strugi Kamienickiej – ale dopiero po 20 latach. W szerszej, lecz krótszej zatoce zachodniej intensywna akumulacja rozpoczęła się jesienią 1973 r., to jest z chwilą wypełnienia osadami zatoki wschodniej, ponieważ głównym źródłem dostawy był wzdłużbrzegowy strumień osadów od wschodu. Pomimo bliskiego sąsiedztwa wysokiego klifu od zachodu, dostawa osadów stamtąd była i jest znikoma, gdyż rozbieg fali z kierunku



Ryc. 5. Krzywa kumulacyjna zmian powierzchni akumulacyjnej formy w zatoce Strugi Kamienickiej

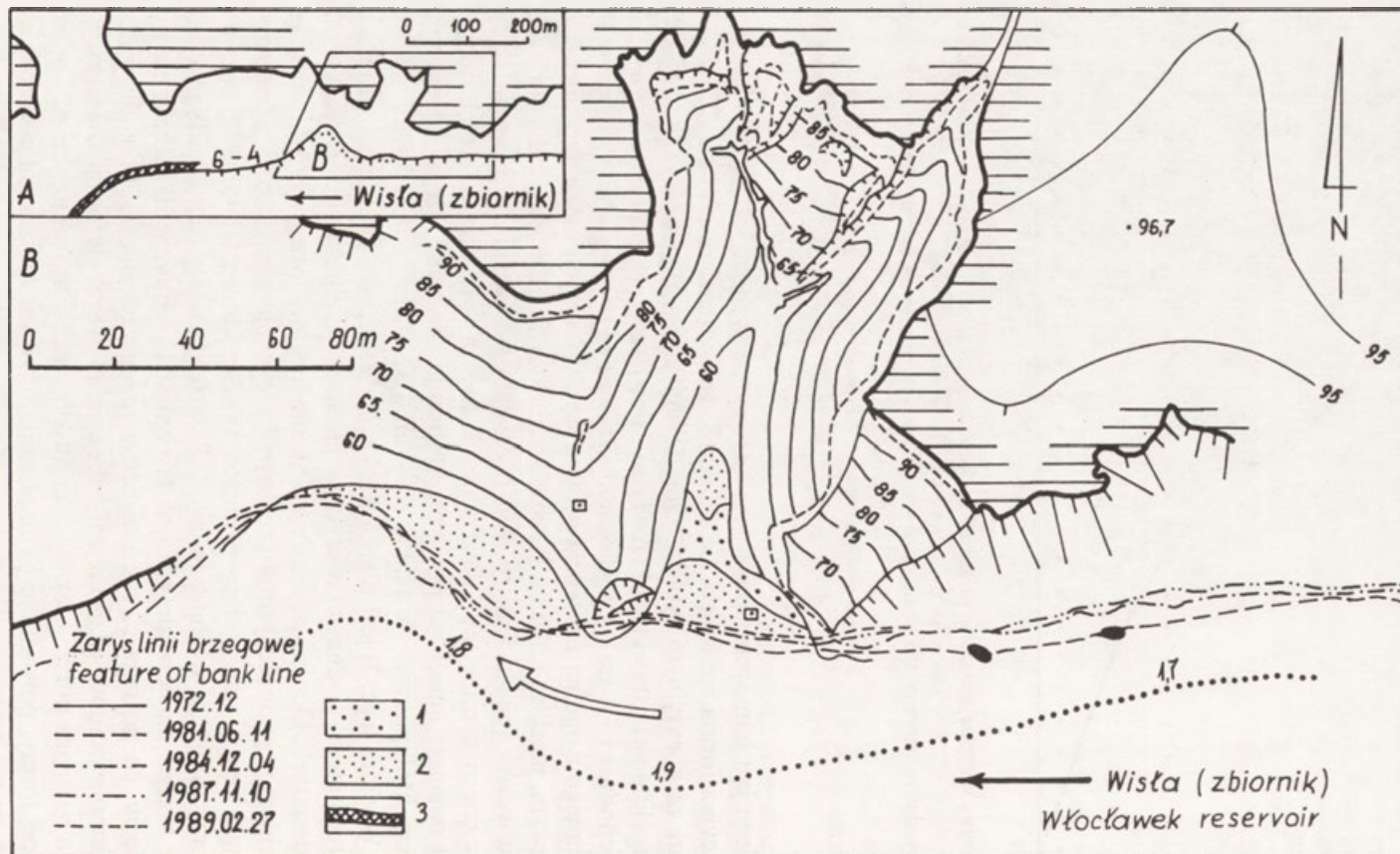
1 – rzeczywiste zmiany powierzchni, 2 – przewidywane zmiany

Fig. 5. Cumulative curve of the changes of the accumulative form surface in the bay of Struga Kamienicka

1 – actual changes of surface, 2 – expected changes

zachodniego jest hamowany bliskością korony zapory (ok. 350 m). Dlatego też akumulacyjna forma rozwinęła się we wschodniej części zatoki, przystając do brzegu tuż za abrazyjnym cyplem. Obie formy są piaszczyste, prawie płaskie, pokryte roślinnością trawiasto-krzewiastą i powierzchniowo prawie równe (8,2 ara – zachodnia i 7,4 ara – wschodnia). Obecnie są już w stadium „kurczenia” się, związanego z ogólną tendencją cofania się abrazyjnych brzegów zbiornika.

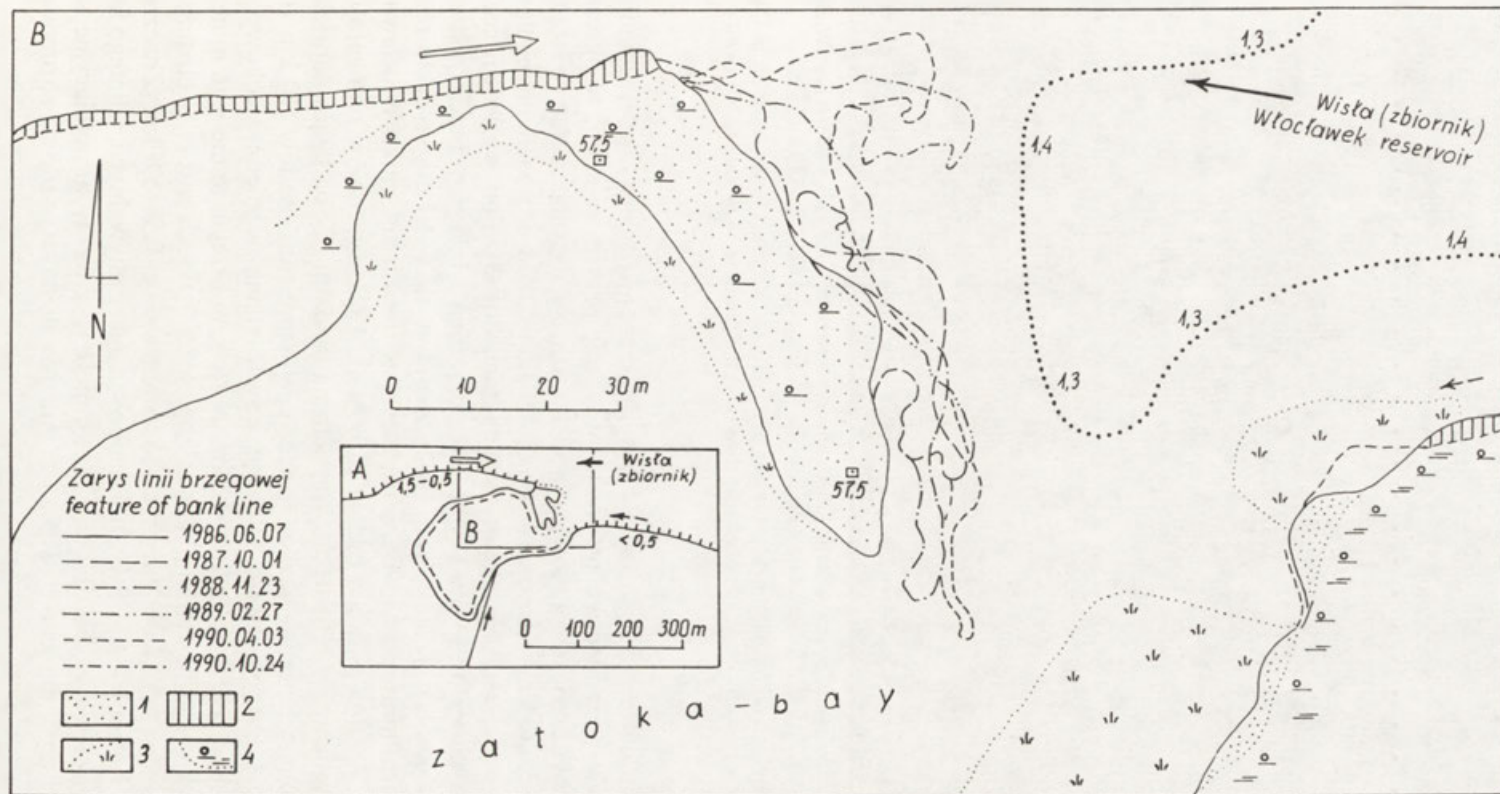
Na lewym, płaskim i niskim brzegu, zbudowanym głównie z jednorodnych sypkich utworów (piaski i żwiry plejstoceny oraz piaski wydmy), formy akumulacyjne mają mniejszą powierzchnię, a stopień wypełnienia zatok osadami także jest mniejszy aniżeli na prawym, wysokim i stromym brzegu, silnie zróżnicowanym litologicznie. Powstała w wyniku spiętrzenia wód Wisły zatoka w Dębie Wielkim (ryc. 7) jest płytka (maksymalne głębokości nie przekraczają 2 m), a roślinność wodna wkroczyła w jej strefę brzegową już w końcu lat siedemdziesiątych. Genezę powstałej tu akumulacyjnej formy należy wiązać ze zmniejszeniem pojemności potoku rumowiska, omijającego ostre wygięcie konturu brzegu. Ten typ gromadzenia osadów W. Zienkiewicz (1946, 1962) nazywa typem „przy omijaniu występu brzegu”. Przy nagłym zagięciu linii brzegowej w stronę brzegu macierzystego front fal wskutek refrakcji ulega znacznemu rozciągnięciu, co pociąga za sobą znaczny spadek energii fal, powodując, że przemieszczanie osadów ustaje lub znacznie spada i tworzy się forma akumulacyjna. Każda następna porcja osadów (rumowiska) transportowana jest na koniec powstającej formy, powodując jej narastanie, a w ten sposób zakończenie jej oddalania się od brzegu macierzystego. Na skutek zmian natężenia falowania



Ryc. 6. Abrazyjno-akumulacyjny brzeg w Kulinie, km 674,2 (nr 1 na ryc. 1). Zdjęcie stolikowe w 1972 r. wykonał R. Zapolski i E. Drozdowski
Powierzchnia zakumulowana w okresach: 1 – 1970–1972, 2 – 1973–1981, 3 – brzeg umocniony (zapora ziemna). Inne objaśnienia

<http://rcin.org.pl>

Fig. 6. Abrasive-accumulative bank in Kulin, km 674,2 (no. 1 in Fig. 1). Plane-survey by R. Zapolski and E. Drozdowski, 1972

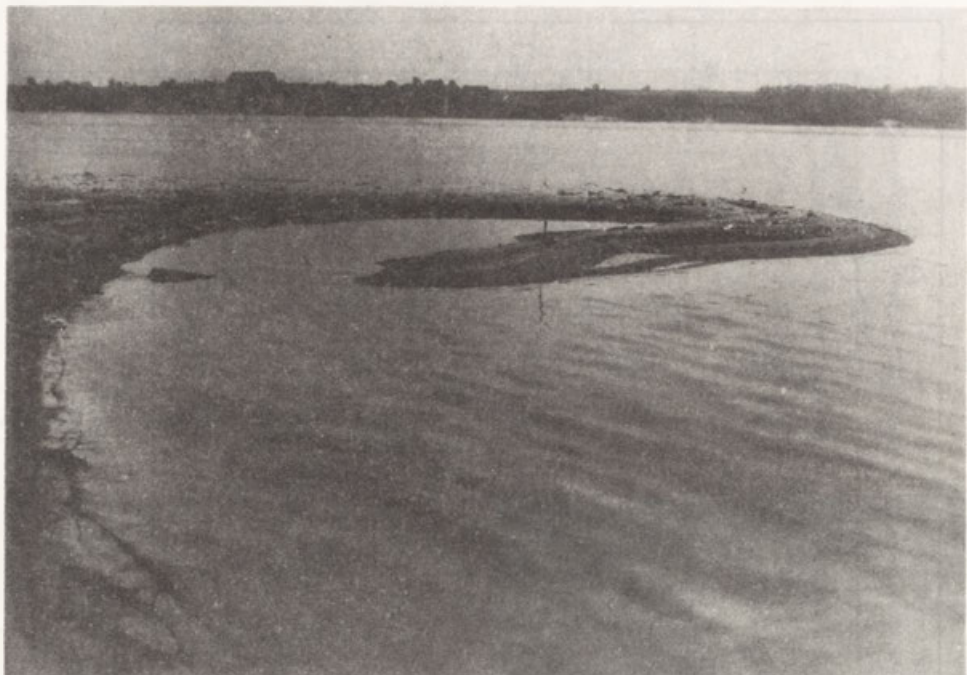


Ryc. 7. Akumulacyjno-abrazyjny brzeg w Dębie Wielkim, km 656,8 (nr 11 na ryc. 1)

1 — powierzchnia zakumulowana do 1986 r., 2 — powierzchnia rozmyta w okresie 1986–1990, 3 — strefa roślinności wodnej, 4 — mokradła stałe, krzewy. Inne objaśnienia patrz ryc. 4

Fig. 7. Accumulative-abrasive bank in Dąb Wielki, km 656,8 (no. 11 in Fig. 1)

1 — surface accumulated till 1986, 2 — surface outwashed in the period 1986–1990, 3 — aquatic vegetation zone, 4 — stable marshes, bushes. For other explanations see Fig. 4



Fot. 3. Wał (kosa) — część większej formy powstałej na lewym brzegu zbiornika we wsi Dąb Wielki (por. ryc. 7). Widoczna na zdjęciu kosa ma długość 14 m (22.05.1990)

Photo 3. Hooked spit — a part of larger form originated on the left coast of the reservoir in Dąb Wielki village (see Fig. 7). The hooked spit shown on the photo is 14 m long (22.05.1990)

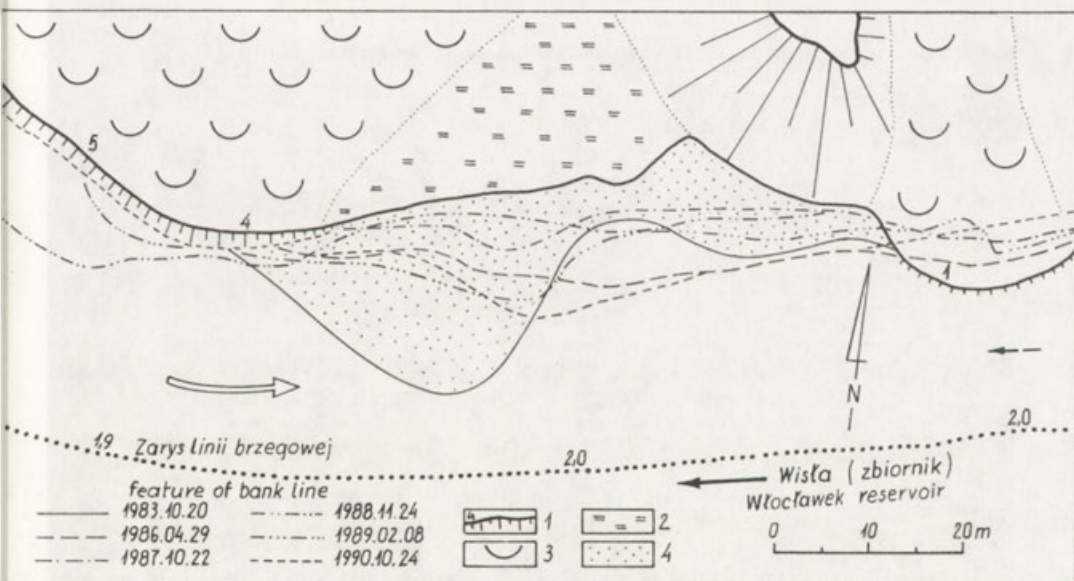
oraz kierunku nabiegu fal na brzeg, zarys linii brzegowej ulega ciągłej zmianie. Forma prawie permanentnie przyrasta w tempie przyśpieszonym; w okresie 1970 — 1986 średni roczny przyrost wynosił 0,6 ara, a w ostatnich czterech latach 1,5 ara · rok⁻¹. Obecnie ma powierzchnię 14,9 ara i składa się z wielu nieregularnych wałów w postaci kos zagiętych na końcu (fot. 3). Pod względem cech morfologicznych jest to forma swobodna, połączona z brzegiem macierzystym tylko jednym końcem (Zienkiewicz 1962). Znajduje się w III etapie cyklu rozwojowego form akumulacyjnych w większych zatokach zbiornika Włocławek (por. ryc. 4). Wzdłuż prawego brzegu są obecnie 4 takie zatoki, w tym zatoka Strugi Kamienieckiej — najbardziej wypełniona osadami i posiadająca największą powierzchnię zbiorczą wzdłużbrzegowego strumienia osadów (10 km od zachodu i 12 km od wschodu). Długość innych odcinków międzysatokowych brzegu mieści się w granicach 2,1 — 12 km. Na lewym brzegu, mimo jego mniejszego początkowego rozczłonkowania, jest jeszcze 7 takich zatok — łapaczek osadów. Długość odcinków międzysatokowych wynosi 0,5 — 5,8 km. Znaczny jest tu udział brzegów sztucznych, umocnionych, nierozmywalnych, i dlatego też stopień wypełnienia zatok osadami jest mniejszy, a formy akumulacyjne są drobniejsze. Przyczyną tego zjawiska jest mniejsza dostawa osadów z rozmywa-

nego w procesie abrazji brzegu macierzystego. W okresie 1981–1985 wynosiła ona $18,3 \text{ tys. m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$, co stanowiło 11,7% sumarycznej dostawy z obu brzegów. Dostawa osadów do zbiornika z lewego brzegu jest więc prawie 7 razy mniejsza od dostawy z brzegu prawego (Banach 1986, 1989).

Odsypy

Odsypy są formami mniejszymi i mniej trwałymi pod względem miejsca występowania, a szczególnie zarysu linii brzegowej, od wałów – kos. Towarzyszą zawietrznym stronom wypukłości brzegu, lekkim (nieznacznym) za nimi wgłębieniom. Są więc formami, które powstały z „zapełnienia kąta wejściowego” lub z „omijania występu brzegu” (Zienkowicz 1946, 1962). Mają prawie płaską, piaszczystą powierzchnię z dodatkiem części organicznych w postaci bierwion, gałęzi i siewki roślinnej. Na powierzchni niektórych odsypów zachowały się drobne formy wałopodobne, przeważnie równoległe do linii brzegowej, o nieznaczących różnicach deniwelacji, wyznaczające etapy ich powstawania.

Odsypy zaczęły tworzyć się w połowie lat siedemdziesiątych, nierzadko wzdłuż abrazyjnych uprzednio odcinków brzegu. Pełnię rozwoju osiągnęły po kilku latach. Długość ich waha się od 50 do 80 m, a szerokość od kilku do kilkunastu metrów, rzadko przekracza 20 m. Przy ostrym podejściu fal do brzegu powierzchnia odsypów przyrasta i „przesuwają” się one w kierunku prądu (ryc. 8,



Ryc. 8. Akumulacyjny brzeg w Kamienicy, km 659,4 (nr 6 na ryc. 1)

1 – krawędź klifu brzegu macierzystego i jego wysokość w m, 2 – mokradło okresowe, 3 – powierzchnia osuwisk czynnych, 4 – powierzchnia zakumulowana do 1983 r. Inne objaśnienia patrz ryc. 4

Fig. 8. Accumulative bank in Kamienica, km 659,4 (no. 6 in Fig. 1)

1 – edge of cliff of *in situ* bank and its height in m, 2 – periodic marsh, 3 – surface of active landsides, 4 – surface accumulated till 1983. For other explanations see Fig. 4

fot. 4). Przy intensywnym, ale krótkotrwałym falowaniu odsypy przyrastają ku zbiornikowi w postaci wyraźnego dość ostrego cypla, opadającego stromym załomem ku krawędzi płycizny przybrzeżnej (fot. 5). Przy niewielkim, ale nagłym spadku zwierciadła wody następuje niekiedy ścięcie warstw zewnętrznej, „cyp-lowej” części formy i powstaje drobny uskok (fot. 6). Zimą cyple te mogą być deformowane i spychane ku brzegowi na skutek parcia pokrywy lodowej. Powyższe deformacje zablizniają się szybko. Przy prawie frontalnym podejściu fal cyple są częściowo rozmywane i wyrównuje się zarys ich linii brzegowej. Okresowo są intensywnie rozmywane i czasem ponownie nadbudowywane.

W drugiej połowie lat osiemdziesiątych odsypy weszły w etap powolnego „kurczenia” się, cofania, spowodowanego abrazją odcinków sąsiednich. Najbardziej trwale są w „cieniu” czynnych jeziorów osuwiskowych lub wyniesień płycizny przybrzeżnej, spowodowanych osuwiskami rotacyjnymi. Pod względem cech morfologicznych są to formy przystające na całej swej długości do brzegu macierzystego i nie stanowią przeszkody w tranzytowym przemieszczaniu się osadów wzdłuż brzegu. Stanowią rodzaj tarasu akumulacyjnego, nazywanego przez miejscową ludność plażą. Jest to rzeczywiście plaża rozwinięta o pełnym profilu (Jaroszewski i in. 1985), brak jej tylko wyraźnego wału burzowego i brzegowego. Formy powyższe występują również w strefie brzegowej jezior (Korolec 1968).



Fot. 4. Odsyp piaszczysty w Kamienicy (por. ryc. 8), szerokość maksymalna 18 m (30.08.1990)
Photo 4. Lateral sand bar in Kamienica (see Fig. 8), maximum width 18 m (30.08.1990)



Fot. 5. Odsyp u czoła nieczynnej części osuwiska w Dobrzyniu. Znaczny przyrost formy nastąpił w 1990 r. Maksymalna jej szerokość wynosi 10 m, a długość 35 m (15.10.1990)

Photo 5. Lateral sand bar at front of the quiescent part of the lands lide in Dobrzyń. The considerable increase of the form took place in 1990. Maximum width of it is 10 m, the lenght — 35 m (15.10.1990)

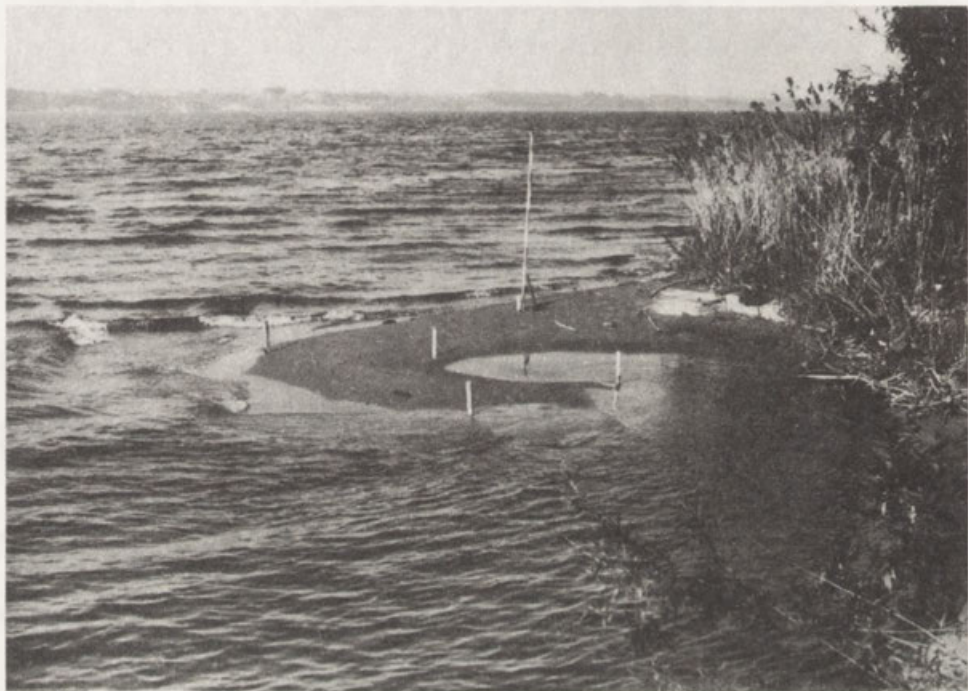


Fot. 6. Drobna zerwa — uskok (ścięcie warstw) świeżo powstałego cypla odsypu piaszczystego w Dobrzyniu (Rumunkach) (15.10.1990)

Photo 6. Small slide (shear of beds) of the just originated beak of the lateral sand bar in Dobrzyń (Rumunki) (15. 10.1990)

Efemeryczne kosi

Formy te tworzą się na wypukłościach brzegu, głównie odcinków akumulacyjnych, przy nadmiarze osadów w sąsiedztwie. Niekiedy kosa łączy się z brzegiem, tworząc mierzeję i zamykając drobną lagunę. Obserwowano nawet podwójne kosi zamykające laguny. Kosi powstają przy łagodnym falowaniu i obniżonym nieco zwierciadle wody zbiornika. Przy zmianie kierunku podejścia fal do brzegu — ulegają unicestwieniu. Formy te odnawiają się często w tych samych miejscach (fot. 7).



Fot. 7. Efemeryczna kosa na wypukłości brzegu akumulacyjnego w Dobiegniewie (28.05.1985)
 Photo 7. Ephemeral hooked spit on the convexity of the accumulative bank in Dobiegniewo (28.05.1985)

Sztuczne terasy

Naturalny proces akumulacji w strefie brzegowej zbiornika został zakłócony działalnością człowieka, szczególnie intensywną od 1982 r., kiedy podjęto wzmożone bagrowanie delty oraz płytko zalanych kęp śródkorytowych. Silna antropopresja dotknęła szczególnie brzegi górnej partii zbiornika, na odcinku ponad 20 km od Płocka w dół rzeki (ryc. 1). Po katastrofalnej powodzi zatorowej w styczniu 1982 r. podjęto prace nad uporządkowaniem czaszy zbiornika oraz

podwyższeniem zapór bocznych. Zespół pogłębiarek tłoczył urobek w strefę brzegową rurami rozmieszczonymi na pływakach (fot. 8). Piaskiem i żwirem zmieszany z wodą, zwanym refulatem, nadbudowano strefę brzegową wzdłuż zagrożonych abrazją odcinków na obu brzegach. Tak samo nadbudowywano również zapory boczne. Po odsączeniu się wody z zakamulowanego refulatu



Fot. 8. Bagrowanie na zbiorniku zalanych kęp śródkorytowych Wisły metodą refulowania (zasysania i tłoczenia rurami osadu wraz z wodą) (Fot. M. Grześ, lato 1985)

Photo 8. Dredging of the drowned interbed holmes of Vistula on the reservoir (sucking sediments in and expression through pipes) (photo by M. Grześ, summer 1985)

wyrównywano powierzchnię powstałych hałd dożądanego profilu. W ten sposób wzdłuż naturalnych brzegów powstały sztuczne terasy (półki) piaszczysto-żwirowe, o szerokości 50–80 m, wystające nad wodę 0,5–1,5 m, ciągnące się miejscami nieprzerwanie kilometrami (fot. 9). Ich obecna linia brzegowa jest rezultatem jej pierwotnego zarysu (po narefulowaniu osadu i jego zniwelowaniu) oraz całego zespołu naturalnych procesów brzegowych. Odcinki te reprezentują środowisko o potencjalnym nadmiarze dostawy osadów do subakwalnej części brzegu.

Do końca 1984 r. zredeponowano w powyższy sposób 10,2 mln m³ osadów dennych, z czego około 70% w strefę brzegową, a resztę w inne miejsca akwenu oraz przeznaczono na cele budowlane. W podobnej skali i proporcji trwała redepozycja osadów w tej części zbiornika do 1988 r.



Fot. 9. Sztuczna terasa wzdłuż byłego abrazyjnego, osuwiskowego brzegu w Murzynowie, narefultowana w latach 1982–1983 (30.05.1985)

Photo 9. Man-made terrace along the former abrasive, colluvial ban in Murzynowo, dredged in years 1982–1983 (30.05.1985)

PODWOJNE FORMY AKUMULACYJNE

Płycizny (platformy) przybrzeżne

Formy te są wszechobecne w subakwalnej części brzegu zbiorników. Powstają w wyniku cofania się brzegu (części nadwodnej) oraz akumulacji wędrujących osadów po zalanym stoku doliny. Na niektórych odcinkach tworzą się one z materiału unoszonego prądem przybrzeżnym, warunkowanym reżimem falowania. W wielu przypadkach, na skutek obecności wzdłużbrzegowego strumienia osadów, rozwój płycizn odbywa się według czysto akumulacyjnego typu, najczęściej jednak według mieszanego, to jest abrazyjno-akumulacyjnego (Ikonnikow 1972; Finarow 1974, 1986). Na zbiorniku Włocławek nie stwierdzono płycizn przybrzeżnych powstałych według czysto abrazyjnego typu, ponieważ zawsze część rozmytych skał pozostawała w strefie brzegowej. Przyrost platformy jest proporcjonalny do czasu (Ikonnikow 1972; Płachciński 1972). Z upływem lat szerokość ich wzrasta; wąskie w pierwszych latach po powstaniu zbiornika narastają szybciej, z czasem tempo ich przyrostu stopniowo maleje.

Powyższa prawidłowość dotyczy platform wzdłuż niskich brzegów o połączonych zalanych powierzchniach (Dobiegniewo, Rokicie) lub brzegów zbudowanych z łąk (Tulibowo). Wzdłuż wysokich brzegów o stromych zalanych stokach, gdzie dostawa materiału do strefy rozmywania jest silna i okresowo zmienna (Dobrzyń, Kulin), tam szerokość płyczn okresowo maleje (tab. 3). Obecnie nie można twierdzić, że tendencja ta jest stała. Zjawisko to stwierdzone w drugiej połowie lat osiemdziesiątych na kilku odcinkach prawego brzegu wynika z wyciszania procesu abrazji.

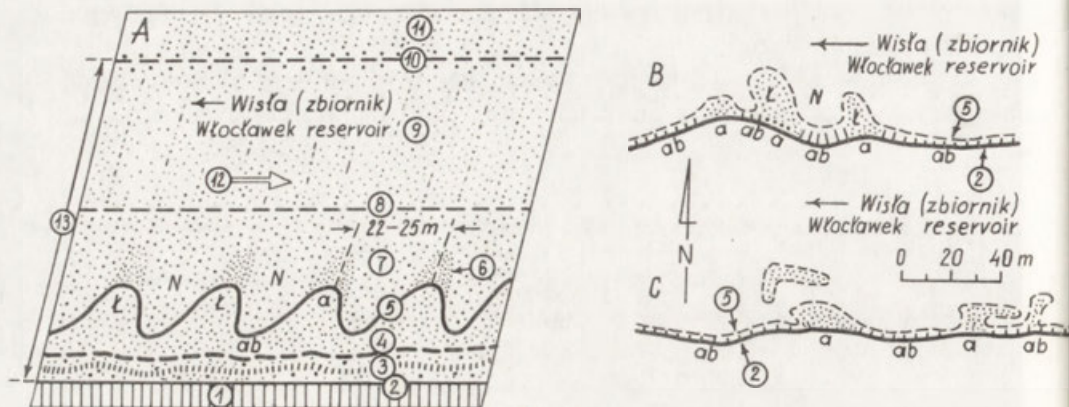
U podstawy klifu następuje rozmywanie skał przez potok przyboju i zabieranie ich w stronę zbiornika przez powrotny prąd denny. Osady wędrują po

Tabela 3

Parametry platform przybrzeżnych wzdłuż abrazyjnych brzegów zbiornika wrocławskiego

Nazwa profilu	Rok	Wysokość brzegu (m)	Szerokość platformy (m)	Kąt nachylenia (stopnie)	
				platformy	skarpy platformy
Kulin	1978	37,0	14	6	31
	1982	37,0	17	7	26
	1989	37,0	14	7	25
Tulibowo	1978	3,0	12	6	11
	1982	3,5	22	5	25
	1987	4,0	26	4	18
Dobrzyń — Rybaki	1972	4,6	11	10	22
	1980	4,6	16	5	29
	1983	4,6	20	7	31
	1989	4,6	18	6	23
Dobrzyń — Góra Zamkowa	1972	46,0	7	8	28
	1978	46,0	20	3	30
	1983	46,0	16	4	32
	1988	46,0	13	5	24
	1989	46,0	18	4	19
Dobrzyń — osuwisko	1973	1,5	15	9	30
	1978	1,5	23	4	19
	1983	1,5	21	5	20
	1988	1,5	20	6	18
Rokicie	1978	1,8	30	3	8
	1984	2,5	50	3	5
	1989	3,1	54	2	4
Płock — Podolszyce	1978	3,1	7	7	—
	1983	3,1	7	9	23
Dobiegniewo I	1978	0,5	8	5	25
	1983	0,6	18	4	22
	1988	0,6	23	3	18
	1989	0,6	25	3	16
Dobiegniewo II	1978	0,4	70	2	18
	1983	0,6	78	1,6	16
	1988	0,6	80	1,5	15

abrazyjnej części i deponowane są na części akumulacyjnej oraz na skarpie — na skłonie platformy (ryc. 2 i 9A). Najdrobniejsze cząstki gruntu wynoszone są w postaci zawiesiny na otwarty akwen. Efekt oddziaływania fal na brzeg maleje w miarę przyrostu pływiczny (Akimow i in. 1975; Kornilow i in. 1979).



Ryc. 9. Podwodne formy dna przybliżowego

A. Dąb Wielki — uproszczony stan z natury w dniu 22 maja 1985 r.; stan wody niższy o 49 cm od średniego z wielolecia (1971 — 1985). B, C. Dobiegniewo — szkic z natury w dniu 28 marca 1988 r.; stan wody niższy o 25 cm od średniego z wielolecia

a — strefa akumulacji, ab — strefa abrazji, Ł — ławica piaszczysta, N — niecka (forma negatywna), 1 — brzeg macierzysty, 2 — schematyczny zarys linii brzegu macierzystego, 3 — zarys grzbietu plaży, 4 — zarys linii brzegowej przy średnim stanie zwierciadła wody, 5 — zarys linii brzegowej przy stanie obniżonym, 6 — zarys podwodnej formy akumulacyjnej przy stanie obniżonym, 7 — abrazyjna część pływiczny, 8 — granica (pas) abrazyjnej i akumulacyjnej części pływiczny, 9 — akumulacyjna część pływiczny, 10 — krawędź (załom) pływiczny przybrzeżnej, 11 — skłon (stok — zbocze) pływiczny, 12 — dominujący kierunek ruchu wzdłużbrzegowego strumienia osadów, 13 — pływiczna przybrzeżna; średnica kropek sugeruje zróżnicowanie osadu

Fig. 9. Underwater forms of the nearbeach bottom

A. Dąb Wielki — simplified state drawn from nature — 22.05.1985; water level 49 cm lower than average level from many years' period (1971 — 1985). B, C. Dobiegniewo — outline drawn from nature — 28.03.1988; water level 25 cm lower than average level from many years' period

a — accumulative zone, ab — abrasive zone, Ł — sand bar, N — basin (negative form) 1 — *in situ* bank, 2 — schematic outline of coastline of *in situ* bank, 3 — outline of beach crest, 4 — outline of coastline with average water level, 5 — outline of coastline with lowered water level, 6 — outline of underwater accumulative form with lowered water level, 7 — abrasive part of coastal platform, 8 — boundary (strip) of abrasive and accumulative part of coastal platform, 9 — accumulative part of coastal platform, 10 — coastal platform edge, 11 — slope of coastal platform, 12 — dominant direction of longshore drift of sediments, 13 — coastal platform; diameter of dots suggests the differentiation of sediments

Parametry platform dla wybranych odcinków brzegu zestawiono w tabeli 3. W drugiej połowie lat osiemdziesiątych szerokość platform wynosiła 7–80 m i jest zależna głównie od początkowego zarysu stoku oraz od warunków hydrodynamicznych całej strefy brzegowej. Jeżeli powyższe dwa warunki są zbliżone, wtedy uwidacznia się wpływ charakteru utworów budujących klif oraz zarysu linii brzegowej. Wzdłuż brzegów o stromym pierwotnym zarysie zalanego stoku platformy są węższe i stromsze, a wzdłuż brzegów o połym początkowym

zarysie są szersze i łagodniejsze. Płycizny dobrze są ukształtowane w środkowym odcinku zbiornika (Dobrzyń, Dobiegniewo), w górnym natomiast są wąskie i strome (Płock). W sąsiedztwie brzegów ilastych nachylenie platformy jest większe aniżeli w sąsiedztwie brzegów piaszczysto-żwirowych; nachylenie skarpy platformy wykazuje natomiast zależność odwrotną (porównaj Dobrzyń-Góra Zamkowa i osuwisko). Szybszy jest przyrost platform w zatokach aniżeli w sąsiedztwie cypli. Wiąże się to z rozkładem energii falowania oraz z procesem wędrówki osadów wzdłuż brzegu. Akumulacyjna część płycizny stanowi około 60% szerokości całej formy i zajmuje jej zewnętrzną, odzbiornikową część, przechodzącą wyraźnym załomem w stok — skłon — skarpe (swał — po rosyjsku) platformy. Jej profil poprzeczny jest zwykle wypukły, a skłon ma kąt nachylenia zbliżony do naturalnego kąta zsyłu budującego go materiału (Ikonnikow 1972; Kaczugin 1975). Wzdłuż długich odcinków brzegu piaszczystego akumulacyjna część płycizny jest szersza, bardziej połoga, a krawędź wyraźniejsza aniżeli wzdłuż brzegów ilastych. Głębokość zbiornika nad krawędzią płycizny jest większa wzdłuż brzegów ilastych i w zatokach aniżeli wzdłuż cypli i brzegów o przewadze osadów grubych. Na krawędzi płycizny osady są grubsze i lepiej wysortowane aniżeli w sąsiedztwie (ryc. 9A). Całkowita ich miąższość jest tu największa. Zimą 1985 r. przekraczała miejscami 2 m — wzdłuż intensywnie niszczonego i zróżnicowanego litologicznie odcinków prawego brzegu. Na ogół przeważają miąższości 1,2–1,5 m. Średnie roczne tempo akumulacji wynosi 7–10 cm (Banach 1988). Wzdłuż lewego niskiego brzegu, gdzie objętość rozmytych skał brzegu macierzystego jest mniejsza, grubość płaszcza osadów nie przekracza 1 m, co daje średnio rocznie około 60 cm. Miąższość ta maleje zarówno w stronę otwartego akwenu, jak i w stronę linii brzegowej. Na wielu zbiornikach stwierdzano wyraźne warstwowanie osadów płycizny z nieznacznym nachyleniem ku akwenowi (Ikonnikow 1972; Kaczugin 1975). Warstwowa budowa świadczy o niejednorodności składu granulometrycznego osadów przemieszczanych okresowo w dół po stoku, co wynika ze zmienności procesu falowania. Stwierdzano również nieco większą zwartość osadów płycizny od zwartości osadów w zboczu, będących aluwiami terasu rzecznoego (Ikonnikow 1972). Wiąże się to z większym upakowaniem osadów piaszczystych przez fale aniżeli przez prąd rzeki wynikający z jej spadku. W płyciznach przybrzeżnych, jako ciągłych formach strefy brzegowej, skupia się największa ilość osadów grubych ($Md_{(50)} > 0,1 \text{ mm}$) z abrazyjowanych brzegów. Udział osadów drobnych jest tu znikomy.

W trakcie sondowania płycizny przybrzeżnej w przekrojach poprzecznych stwierdzano niekiedy (w drugiej połowie lat osiemdziesiątych) deniwelacje dna około 2–5 cm na powierzchni wewnętrznej strefy akumulacyjnej części płycizny. Nie potwierdzono ich obecności w kolejnych pomiarach, co wskazuje na brak stałych, wyraźnych wałopodobnych form, równoległych do linii brzegowej. Formy takie stwierdzono na zbiornikach kilkadziesiąt razy większych od włocławskiego już w kilka lat po spiętrzeniu (Lange 1960; Ikonnikow, Jarosławcew 1975; 1972).

Ławice

Ławice należą do rytmicznych form rzeźby dna przyplażowego i obserwowane były na zbiorniku wielokrotnie przy obniżonych stanach wody. Najczęściej występowały wzdłuż prostych odcinków brzegu po długotrwałym, niezmiennym falowaniu, rzadziej wzdłuż zatok i drobnych wypukłości brzegu macierzystego (ryc. 9, fot. 10). Charakter zarysu linii brzegowej nie jest więc warunkiem ich występowania. Formy te są najczęściej zorientowane ukośnie do linii brzegowej, zgodnie z kierunkiem nabiegających fal. Wzdłuż swej osi są łagodnie nachylone ku akwenowi. Mają postać ostrych prostych cypli, rzadziej łuków lub kos, wkraczających daleko na abrazyjną część płycizny. Występują na ogół w odstępach 22–25 m. Oddzielone są od siebie obniżeniami (nieckami), wysłanymi materiałem grubszym. Długość ławic waha się od kilku do kilkunastu metrów, rzadko przekracza 20 m. W miejscach quasi-stacjonarnego systemu prądów rozrywających ławice mogą osiągać długość kilkudziesięciu metrów i wkraczać daleko na akumulacyjną część płycizny. Formy takie obserwowano w Dobiegniewie.



Fot. 10. Subakwalne formy przyplażowe — ławice poprzeczne i ukośne na lewym brzegu zbiornika w Dobiegniewie. Stan wody niższy o 55 cm od średniego z wielolecia (1971–1985); Ł — ławice (cyple), N — niecki (zatoki). Formy znaczą szlaki odpływu wód od brzegu (9.10.1988)

Photo 10. Subaqueous nearbeach forms — transversal and diagonal layers on the left coast of the reservoir in Dobiegniewo. Water level 55 cm lower than average from the many years' period (1971–1985); Ł — layers (beaks), N — synclines (bays). The forms mark the ways of the water outflow from the coast (9.10.1988)

Ławice tworzą na ogół układy mobilne, przemieszczające się lub migrujące wzdłuż brzegu. Trwalsze są formy większe. Okresowo mogą tracić kontakt z brzegiem i rozwijać się jako formy oddzielne (ryc. 9C).

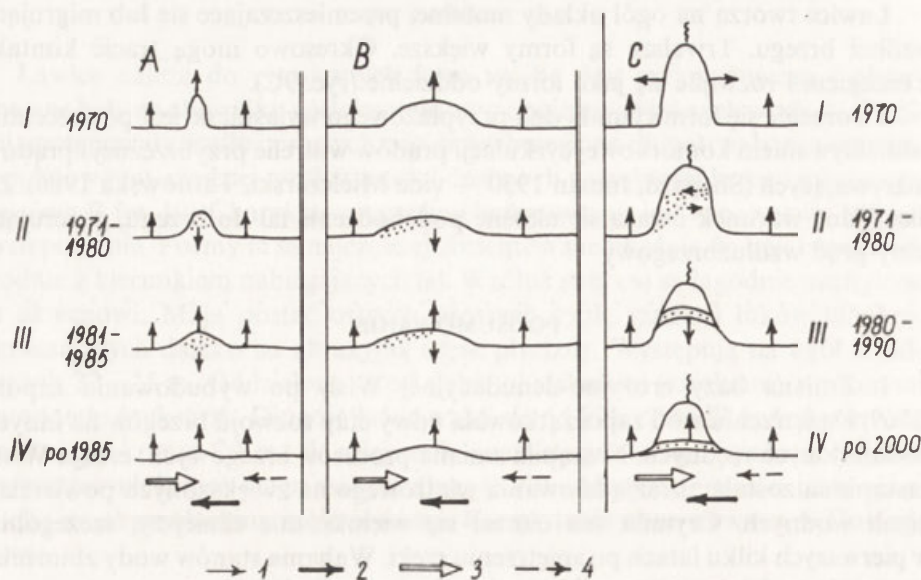
Tworzenie się form rytmiki dna przyplażowego wyjaśniane jest powszechnie oddziaływaniem komórkowej cyrkulacji prądów w strefie przybrzeżnej i prądów rozrywających (Shepard, Inman 1950 — vide Mielczarski, Tarnowska 1986). Za niezbędny warunek uważa się ukośne podchodzenie fal do brzegu, generujące silny prąd wzdłużbrzegowy.

PODSUMOWANIE

1. Zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły po wybudowaniu zapory (1969) i spiętrzeniu wód zapoczątkowała nowy etap rozwoju brzegów na innych podniesionych rzędnych. Nastąpiła zmiana procesów brzegowych: erozja Wisły zastąpiona została abrazją falowania wiatrowego na zwiększonych powierzchniach wodnych. Czynniki ten okazał się wielokrotnie silniejszy, szczególnie w pierwszych kilku latach po spiętrzeniu rzeki. Wahania stanów wody zbiornika są prawie sześciokrotnie mniejsze od wahań stanów Wisły.

2. Hydrodynamika strefy brzegowej jest pochodną falowania wiatrowego. Rozmywane w procesie abrazji osady brzegu macierzystego są sortowane oraz transportowane przez fale i powodowane nimi prądy wzdłuż brzegu lub ku otwartemu akwenowi. Zachodzi równoczesna przebudowa nadwodnej i podwodnej części brzegu. Aktywna (ruchoma) strefa subakwalna zmienia się w czasie i zależy głównie od warunków anemobarycznych, to jest natężenia falowania. Gdy natężenie falowania narasta, strefa ta się rozszerza zarówno ku akwenowi, jak i ku lądowi, i odwrotnie — gdy natężenie falowania słabnie, zwęża się do strefy kipieli (sąsiedztwa plaży). Efektem morfologicznym migracyjnych ruchów strumienia osadów, zarówno wzdłużbrzegowych, jak i poprzecznie zorientowanych względem linii brzegowej, jest przyrost szerokości płycizny przybrzeżnej i spłaszczanie jej powierzchni oraz wyrównanie linii brzegowej na skutek akumulacji osadów w zatokach.

3. Proces wyrównywania linii brzegowej w sąsiedztwie form akumulacyjnych obrazuje rycina 10. Kolumny A, B, C przedstawiają typy charakteru linii brzegowej. Typ A reprezentuje ewolucję brzegu w sąsiedztwie zatok wąskich a długich (ryc. 6 — forma wschodnia), typ B — zatok szerokich a krótkich (ryc. 6 — forma zachodnia i ryc. 8), typ C — zatok szerokich i długich (ryc. 4 i 7). Przedstawiony schemat upoważnia tylko do wnioskowania o czasowo-jakościowych zmianach linii brzegowej. Drobne zatoki istniejące po spiętrzeniu rzeki uległy całkowitemu wypełnieniu osadami po kilku latach i wzdłużbrzegowy transport osadów odbywał się swobodnie wzdłuż coraz dłuższych odcinków. Zatoki, w których „toną” wszystkie osady wędrujące wzdłuż brzegu, stanowią naturalne granice samoistnych, niezależnych litodynamicznie odcinków. Na prawym brzegu są 4 takie pułapki; jedna w III etapie a trzy w II etapie rozwoju linii brzegowej (ryc. 10C). Na lewym brzegu jest 7 takich pułapek; wszystkie



Ryc. 10. Etapy ewolucji linii brzegowej zbiornika Włocławek w sąsiedztwie form akumulacyjnych
 1 — kierunek przemieszczania się linii brzegowej, 2 — dominujący kierunek wzdłużbrzegowego transportu osadów, 3 — podrzędny kierunek wzdłużbrzegowego transportu osadów, 4 — kierunek odpływu wód Wisły (zbiornika); A, B, C — typy charakteru linii brzegowej, I–IV — kolejne etapy przekształcania linii brzegowej

Fig. 10. Stages of evolution of the coastline of the Włocławek reservoir in the surroundings of accumulative forms

1 — direction of translocation of coastline, 2 — dominant direction of longshore drift of sediments, 3 — secondary direction of longshore drift of sediments, 4 — direction of outflow of Vistula waters; A, B, C — types of coastline, I–IV — succeeding stages of transformation of coastline

w etapie II. Stopniowy wzrost długości niezależnych odcinków litodynamicznych jest przyczyną zwiększania się tempa przyrostu powierzchni form akumulacyjnych w zatokach.

4. Platforma przybrzeżna i płaszcz pokrywający ją okresowo uruchamianych osadów są naturalnym quasi-falochronem, na którym fale wytracają swoją energię. Obecnie tylko nałożenie się silnego falowania na wysokie stany wody powoduje wzmożoną abrazję klifów i dostawę osadów w strefę przyboju. W związku z powyższym, tempo akumulacji w całej strefie brzegowej zbiornika będzie spadać, co nie jest równoznaczne z zanikiem form akumulacyjnych w tej strefie. Początkowe stadium intensywnego przekształcania brzegów zbiornika ma się ku końcowi. W połowie lat osiemdziesiątych rozpoczęło się stadium dynamicznej równowagi, uwarunkowane migracjami wzdłużbrzegowego strumienia osadów, czyli bilansem osadów na płyciźnie. Wskaźnikiem tego stadium jest coraz większa gama subakwalnych form akumulacyjnych na płyciźnie. W początkowym stadium prawie ich tu nie było.

LITERATURA

- Akimow I.K., Iwanow W.S., Jarosławcew N.A., 1975, *Formiowanie bieriegow*, [w:] *Wodochraniłszcza wierchniej Wolgi*, Gidromietieoizdat, Leningrad, 149–153.
- Banach M., 1986, *Przekształcenia brzegów zbiornika wrocławskiego*, Dok. Geogr. 5, 25–40.
- 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegl. Geogr., 60, 3, 267–299.
- 1989, *Dynamics of the Włocławek reservoir banks*, Revue Roum. Geol., Geophys. Geogr. – Geogr., 33, Bucuresti, 67–73.
- Clark M.W., 1985, *Procesy morskie*, [w:] C. Embleton, J. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 395–423.
- Finarow D.P., 1974, *Dynamika bieriegow i kotłowin wodochraniłszcz gidroełektrostanckij SSSR*, Eniergija, Leningrad.
- 1986, *Gieomorfologiczeskij analiz i prognozirowanie pierieformirowanija bieriegowej zony i dna wodochraniłszcz*, Nauka, Leningrad.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ikonnikow L.B., 1972, *Formiowanie bieriegow wodochraniłszcza*, Nauka, Moskwa.
- Ingle J., 1966, *The movement of beach sand*, Developments in sedimetology 5, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, London, New York.
- Jarosławcew N. A., 1975, *Wdolbieriegowyje tieczenija na otmielijach wodochraniłszcz*, Sbornik rabot Gorkowskoj, Wołżskoj i Ribinskoj Gidromietieorologiczeskich Obserwatorji, 12, 129–139.
- Jarosławcewa D.I., 1975, *Niekotoryje riezultaty issledowanija transformacii wietrowych wołn na bieriegowych otmielijach wodochraniłszcza*, Sbornik rabot Gorkowskoj, Wołżskoj i Ribinskoj Gidromietieorologiczeskich Obserwatorji, 12, 68–105.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985, *Słownik geologii dynamicznej*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kaczugin E.G., 1975, *Gidrologiczeskije izuczenije dinamiki bieriegow wodochraniłszcza*, Nauka, Moskwa.
- Korniłow B.A., Szarapow W.A., Szirow W.M., 1979, *Formiowanie bieriegow i dna wodochraniłszcz*, [w:] *Wodochraniłszcza mira*, Nauka, Moskwa, 103–118.
- Korolec H., 1968, *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego*, Prace Geogr. IG PAN, 73.
- Lange K.O., 1960, *Razwitiye bieriegow Cymlianskogo wodochraniłszcza*, Trudy Inst. Geogr. AN SSSR, 70, Morfologije i dynamika bieriegow, 23, Moskwa, 34–68.
- Leontjew O.K., Nikiforow L.G., Safjanow G.A., 1982, *Geomorfologia brzegów morskich*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mielczarski A., Tarnowska M., 1986, *Zmienność brzegu i mikroformy*, [w:] *Dynamika litodynamicznego środowiska morskiej strefy brzegowej*, Materiały I Ogólnopolskiej Szkoły Sedymentologicznej, Lubiatowo 1983, II, Gdańsk, 346–387.
- Owczinnikow G.I., 1986, *Izuczenije pieriemieszczanija pribrieżnych nanosow*, [w:] *Riekomiendacii po inżynierno-gidromietieorologiczeskim izyskanijam na wodochraniłszczach dla stroitelstwa*, Strojizdat., Moskwa, 64–65.
- Płachciński A., 1972, *Dynamika rozwoju platform przybrzeżnych Jeziora Zegrzyńskiego*, Maszynopis pracy doktorskiej w Bibliotece Zakładu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie.
- Rudowski S., 1962, *Mikroformy strefy brzegowej Bałtyku w Polsce*, Acta Geol. Pol., 12, 541–579.
- 1964, *Sierpy plażowe na wybrzeżu Bałtyku*, Acta Geol. Pol., 14, 131–150.
- Zienkowicz W. P., 1946, *Dynamika i morfologija morskich bieriegow*, 1, Wołnowyje processy, Morskij Transport, Moskwa, Leningrad.
- 1962, *Osnowy uczenija o razwitiu morskich bieriegow*, Izd. AN SSSR, Moskwa.

MORPHODYNAMICS OF ACCUMULATIVE FORMS OF THE COASTAL ZONE OF THE WŁOCLAWEK RESERVOIR

Summary

The sudden change of erosive-denuded basis of the Vistula river after the erection of the dam in Włocławek in 1969 started a new stage in the evolution of banks. A change of coastal processes took place — the erosion of Vistula was replaced by the wind waving abrasion of enlarged water areas. This factor appeared to be repeatedly stronger than the lateral erosion especially during the first few years after the river had become dammed. The fluctuations of the water level of the reservoir are nearly six times lesser than the fluctuations of the water level of Vistula. The hydrodynamics of the coastal zone is now the derivative of the wind-waving. The sediments of the *in situ* bank, outwashed in the process of abrasion, are sorted and transported by waves and by the current derived from waves along the coast or towards the water reservoir. At the same time the reconstruction of the underwater part of the coast and the part of the coast situated near water takes place. The morphological effect of motions of the stream of sediments is the increment of the width of the coastal platform and the flattening of its surface and also the levelling of the coastline as result of the sediment accumulation in bays.

In the coastal zone of the reservoir the nearwater accumulative forms and the underwater accumulative forms were distinguished. The beach, hooked spits, lateral sand bars, ephemeral hooked spits and the man-made terraces belong to the first group. Among the underwater forms the coastal platforms and the scewed rhythmic topography are distinguished. The process of levelling of the coastline in the surroundings of accumulative forms is showed in Fig. 10. The A, B, C columns represent the types of the coastline. The type 'A' represents the evolution of the bank in the surroundings of long narrow bays, the type 'B' — short wide bays, and the type 'C' — long wide bays. The presented scheme makes possible to describe the temporary and qualitative changes of the coastline under conditions of the Włocławek reservoir. The larger is the water surface and the amplitude of fluctuations of the water level the longer is the time of particular stages in the evolution of the coastline. The bays in which all sediments transported along the coast 'sink' form the natural frontiers of independent, lithodynamically spontaneous segments. The gradual increase of the length of these segments is the cause of the increase of the rate of the enlargement of the accumulative forms in bays (Fig. 5). The coastal platform and the sedimentary mantle covering it are the natural quasi-break water on which striking waves lose their energy. At present only the overlapping of the intensive waving and the high water levels cause the intensive abrasion of cliffs and the supply of sediments in the surf zone. In this connection the rate of accumulation in the whole coastal zone of the reservoir will slacken.

Translated by Dorota Szupryczyńska-Gembala

МОРФОДИНАМИКА АККУМУЛЯЦИОННЫХ ФОРМ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ВОДОХРАНИЛИЩА ВЛОЦЛАВЕК

Резюме

Резкое изменение эрозионно-денудационной базы Вислы после постройки в 1969 г. во Влоцлавке плотины положило начало новому этапу развития берегов. Произошло изменение береговых процессов — эрозия Вислы сменилась абразией ветровых волнений увеличенных водных поверхностей. Этот фактор оказался во много раз сильнее боковой эрозии, особенно в течение первых нескольких лет после подпора реки. Колебания уровня воды в водохранилище почти в шесть раз меньше, чем в Висле. Гидродинамика береговой зоны в настоящее время определяется ветровыми волнениями. Размываемые в ходе абразии отложения материнского берега сортируются и переносятся волнами и вызванными ими течениями вдоль берега, либо

в сторону открытой акватории. Происходит одновременная перестройка надводной и подводной части берега. Миграционные перемещения потоков отложений вызывают морфологический эффект, заключающийся в расширении прибрежных отмелей мелей и уплощении их поверхности, а также в выравнивании береговой линии в результате аккумуляции отложений в заливах.

В береговой зоне водохранилища различаются надводные и подводные аккумуляционные формы. К первой группе относятся пляж, валы — косы, пересипы, эфемерные косы и искусственные террасы. К подводным формам относятся прибрежные отмели мели и банки.

Процесс выравнивания береговой линии вблизи аккумуляционных форм представлен на рис. 10. В колонках А, В, С содержатся типы береговой линии. Тип А представляет эволюцию берега вблизи узких и длинных заливов, тип В — широких и коротких, тип С — широких и длинных. Представленная схема позволяет делать выводы о временных и качественных изменениях береговой линии водохранилища Влоцлавек. Чем больше поверхность и амплитуда изменения уровня воды в водохранилище, тем больше длительность очередных этапов эволюции береговой линии. Заливы, в которых „тонут” все отложения, перемещающиеся вдоль берега, являются естественной границей независимых, литодинамически автономных отрезков. Постепенное увеличение длины этих отрезков приводит к росту темпа увеличения поверхности аккумуляционных форм в заливах (рис. 5). Прибрежные отмели мели и чехол покрывающих их отложений, которые периодически приходят в движение, являются натуральным псевдо-волноломом, на котором волны теряют свою энергию. В настоящее время только совпадение сильного волнения с высоким уровнем воды приводит к усиленной абразии клифов и переносу отложений в зону прибоя. В связи с этим темпы аккумуляции во всей береговой зоне водохранилища будут снижаться.

Перевел Петр Козаржевский

RYSZARD GLAZIK

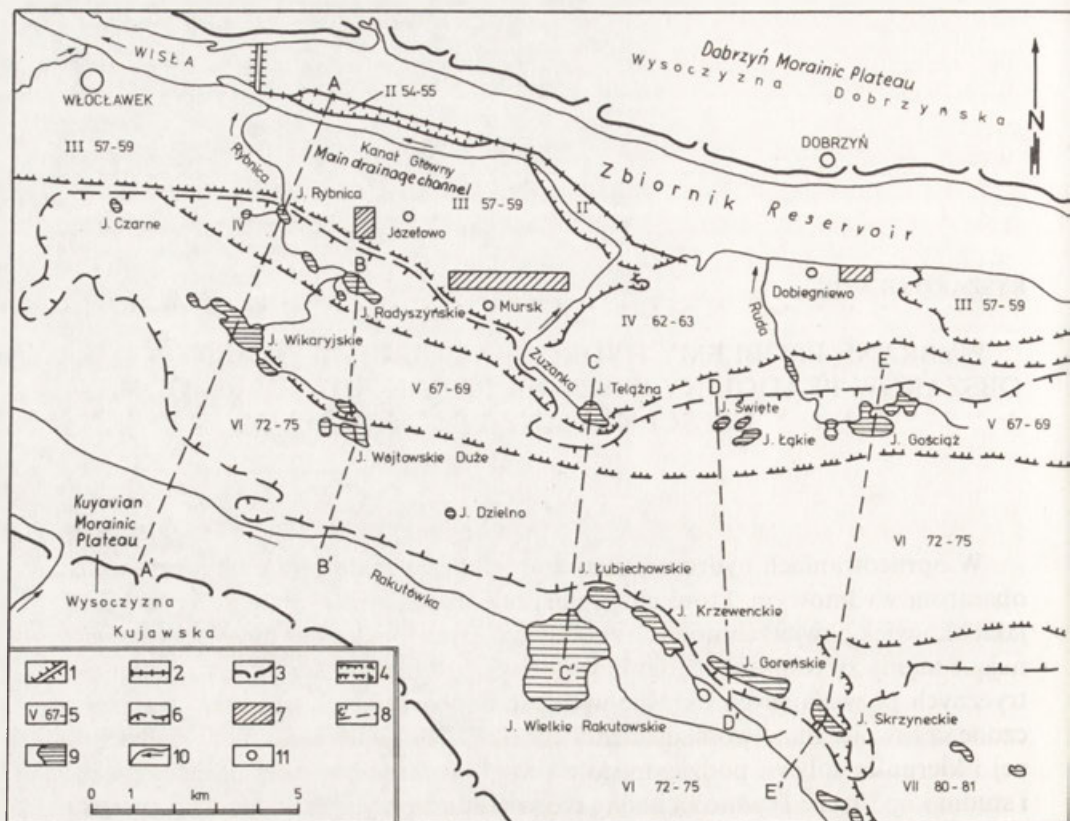
WYBRANE PROBLEMY HYDROGRAFICZNE ZWYDMIONYCH OBSZARÓW PRADOLINY WISŁY NA PRZYKŁADZIE ZACHODNIEJ CZĘŚCI KOTLINY PŁOCKIEJ

WSTĘP

W opracowaniach hydrograficznych dotychczas mało uwagi poświęcało się obszarom wydмовym, które charakteryzuje uboga sieć wodna, a często brak jakichkolwiek powierzchniowych zjawisk wodnych. Nieliczne i małe ciekі przecinające tereny zwydmione na ogół nie posiadają stałych posterunków hydrometrycznych pozwalających określić wielkość odpływu z tych obszarów. Ograniczone są również możliwości ustalenia głębokości do zwierciadła wody podziemnej i kierunku spływu podziemnego z uwagi na niedostateczną liczbę wierceń i studni kopanych. Trudności badawcze są jedną z przyczyn małego zainteresowania hydrologów obszarami wydмовymi.

Na mapach hydrograficznych tereny zwydmione najczęściej wydzielane są jako obszary bezodpływowe, tzn. zespoły zamkniętych zagłębień pozbawionych możliwości powierzchniowego odpływu wód opadowych. Zagłębienia te mogą mieć charakter ewapotranspiracyjny lub chłonny. W pierwszym przypadku na dnie zagłębienia występuje zbiornik wodny lub mokradło, w drugim — dno zagłębienia jest suche. W zależności od przepuszczalności podłoża wyróżnia się bezodpływowość całkowitą (pełną) lub niepełną (Kowalska 1968). Przy bezodpływowości całkowitej, związanej z utworami nieprzepuszczalnymi, wody opadowe rozchodowywane są na ewapotranspirację i nie biorą udziału w zasilaniu rzek. W wypadku bezodpływowości niepełnej, uwarunkowanej przepuszczalnym podłożem, wody opadowe zasilają wody podziemne i uczestniczą w odpływie rzeczny. W środkowej części Niżu Polskiego, według obliczeń A. Kowalskiej (1968), udział obszarów bezodpływowych rozwiniętych na utworach nieprzepuszczalnych wynosi 22%, a na utworach przepuszczalnych — aż 78%. W tej ostatniej grupie dominują obszary bezodpływowe na zwydmionych terasach dolin rzecznych.

W obszarach bezodpływowych, zwłaszcza w obrębie wielkich pól wydмовych, poważnym problemem jest wyznaczenie hydrologicznych (podziemnych) działów wodnych. Od dokładności ich wydzielenia zależą powierzchnie zlewni



Ryc. 1. Obszar badań

1 – zapora czołowa, 2 – zapora boczna, 3 – krawędzie wysoczyzn morenowych, 4 – krawędzie teras: a – wyraźne, b – niewyraźne, 5 – numeracja teras i rzędne terenu, 6 – granica pola wydymowego, 7 – rejonu badań szczegółowych, 8 – profile topograficzne, 9 – jeziora, 10 – ciekły główne, 11 – miejscowości

Fig. 1. Study area

1 – frontal dam, 2 – lateral dam, 3 – morainic plateaus edges, 4 – edges of terraces: a – distinct, b – indistinct, 5 – numeration of terraces and ordinates of terrain, 6 – boundary of dune field, 7 – areas of detailed study, 8 – topographic profiles, 9 – lakes, 10 – main streams, 11 – localities

rzecznych, a zatem poprawność obliczeń różnych parametrów hydrologicznych i elementów bilansu wodnego. W rozwiązaniu tego skomplikowanego zagadnienia najlepsze wyniki daje wykreślenie mapy hydroizohips lub przekrojów hydrogeologicznych, co w wielu przypadkach jest niemożliwe z powodu braku odpowiedniej liczby studni i wierceń geologicznych. Z tego względu stosowane są z konieczności metody pośrednie, oparte na założeniu współkształtności zwierciadła wody podziemnej z rzeźbą terenu. W wypadku wielkich pól wydymowych, występujących w dnach pradolin, zależność ta nie jest jednoznaczna. Powstaje pytanie, czy pod wydumą zwierciadło wody podziemnej uwypukla się na tyle, aby utworzyć podziemny wododział? W odniesieniu do wydym Puszczy Kampińskiej, położonej w pradolinie Wisły, pogląd twierdzący wyrażają J. i R. Kobenzowie (1958), odmiennego zaś zdania jest U. Urbaniak-Biernacka (1972). Auto-

rka ta na podstawie pomiarów niwelacyjnych stwierdza, że „Ewentualne podnoszenie się zwierciadła wody pod wydrami jest tak nieznaczne, że nie może ono warunkować kierunku ruchu wód gruntowych” (s. 740). Fakt ten wiąże z występowaniem wody podziemnej w piaskach terasowych, stanowiących podłoże wydram.

Wielkie pola wydramowe, rozwinięte na terasach pradolin, odgrywają istotną rolę w obiegu wody. Zdaniem A. Kowalskiej (1968) pochłaniają one cały opad, nie pozostawiając nadwyżek na spływ powierzchniowy. Wynika z tego, że w obszarach wydramowych zachodzi wyłącznie proces parowania i wsiąkania. Odpływ odbywa się drogą podziemną, co opóźnia dotarcie wód do koryta rzecznej, czyli wydłuża obieg wody w zlewni. Hydrologiczna rola obszarów wydramowych polega więc na retencjonowaniu i opóźnianiu odpływu wód opadowych i roztopowych.

CEL I METODY BADAŃ

Badany odcinek pradoliny obejmuje zachodnią część Kotliny Płockiej — na wschód od Włocławka (ryc. 1). Od północy przylega do dolnej części zbiornika wodnego Włocławek, a od południa — do zbocza Wysoczyzny Kujawskiej. Środkową część pradoliny zajmuje zwarte pole wydramowe, które w granicach opracowania ma długość około 25 km i szerokość 6–7 km. Położone jest ono w obrębie utworzonego w 1979 r. Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego, który jest jedynym tego rodzaju obiektem w środkowej Polsce.

Głównym celem badań było ustalenie wpływu rzeźby i budowy geologicznej zwydmionych obszarów pradoliny na rozmieszczenie i różnicowanie powierzchniowych zjawisk wodnych oraz ukształtowanie zwierciadła wody podziemnej. Na podstawie analizy przepuszczalności gruntów krytycznie ustosunkowano się do celowości wydzielania obszarów bezodpływowych na zwydmionych terasach pradolin oraz omówiono warunki występowania wód powierzchniowych w tych terenach. Badania zmierzały do wyjaśnienia dwóch dyskusyjnych problemów:

1) czy wydmy wpływają na przebieg podziemnych działów wodnych i jakie są tego hydrologiczne konsekwencje?

2) jak przebiega główny dział hydrologiczny (podziemny) w granicach badanego pola wydramowego?

W celu odpowiedzi na pierwsze pytanie wytypowano kilka wydram do niwelacyjnych pomiarów zwierciadła wody podziemnej. Wydmy mają różną orientację, kształt i wysokości względne. Są one usytuowane na różnych poziomach terasowych, w odmiennych warunkach hydrograficznych. Rozmieszczenie form wydramowych wraz z najbliższym otoczeniem przedstawiono na rycinie 1, jako rejony badań szczegółowych.

Przekroje niwelacyjne poprowadzono przez wydmy mniej więcej prostopadle do Wisły. Na liniach przekrojów zaniwelowano studnie kopane, piezometry oraz wodowskazy założone na rowach w sąsiedztwie wydram. Studnie i piezometry zlokalizowane są głównie na stokach i u podstawy wydram, rzadziej na ich wierzchołkach. Pomiary głębokości do wody prowadzono w latach 1982–1988

przy różnych stanach wody. Wykorzystano również własne, archiwalne dane obserwacyjne z okresów ekstremalnie wysokich (maj 1970 r.) i bardzo niskich (październik 1969 r.) stanów wody podziemnej.

Na podstawie wyników badań ustosunkowano się do dotychczasowych, dyskusyjnych metod wydzielania zlewni hydrologicznych w obszarach przepuszczalnych, a zwłaszcza w zwydmionych odcinkach pradolin. Metody te z uwagi na niedostateczną liczbę studni i wierceń oparte są na założeniu współkształtności zwierciadła wody podziemnej z rzeźbą terenu. Zaproponowano nowe sposoby określania kierunków spływu podziemnego w tych obszarach na podstawie analizy położenia mokradel w stosunku do rzeźby terenu. Przyjęto, że na terenach przepuszczalnych mokradła są wskaźnikiem poziomu występowania wody podziemnej. Analizując mapy topograficzne w skali 1:10 000 stwierdzono, że mokradła zajmują dna zagłębień terenowych położone na różnych wysokościach, a powierzchnie mokradel wykazują określony spadek. Pozwala to w przybliżeniu ustalić rzędne zwierciadła wody i kierunki spływu podziemnego, co ma istotne znaczenie w rejonach pozbawionych studni i wierceń.

Aby ustalić położenie podziemnego działu wodnego w granicach pola wydmowego podjęto próbę wykreślenia mapy hydroizohips. W tym celu wykorzystano dane o głębokościach do wody w studniach, sondach geologicznych oraz rzędne poziomu wody w jeziorach i na mokradłach. Tak zebrany materiał wyjściowy jest niejednorodny jakościowo i nie uwzględnia dynamiki zwierciadła wody podziemnej. W obrębie badanego pola wydmowego ma to jednak drugorzędne znaczenie wobec dużych spadków zwierciadła wody podziemnej.

OBSZAR BADAŃ

RZEŻBA

Głównymi elementami rzeźby badanego fragmentu pradoliny Wisły są poziomy terasowe, rynny glacialne i wydmy.

Poziomy terasowe z powodu silnego rozwoju procesów eolicznych są słabo widoczne w terenie. S. Lencewicz (1927) w granicach opracowania wyróżnił tylko trzy terasy: dyluwialną III — zajmującą środkową, najbardziej zwydmioną część pradoliny wraz z przylegającą od południa doliną Rakutowki, dolną II — obejmującą północną, przyziornikową część doliny oraz terasę zalewową (obecnie zatopioną). Dopiero szczegółowe badania S. Skompskiego (1969) i E. Wiśniewskiego (1976) pozwoliły wydzielić na analizowanym odcinku pradoliny siedem poziomów terasowych, które na rycinie 1 przedstawiono według numeracji własnej.

Poziom najwyższy VII (80 — 81 m npm.) występuje w południowo-wschodniej części pradoliny; na jego krawędzi ulokowały się wydmy. Terasa VI (72 — 75 m npm.) przylega do zbocza Wysoczyzny Kujawskiej i jest 5 — 9 km szeroka. Południową część terasy zajmuje dolina Rakutowki, a część północna jest silnie zwydmiona. Załom między terasą VI i niżej położoną terasą V jest praktycznie

niewidoczny w terenie (wydmy). Terasa V (67–69 m npm.) należy do najsilniej zwydmionych. Ma ona szerokość 1–3 km i w części wschodniej dochodzi do zbiornika na Wiśle. Terasa IV (62–63 m npm.) w części zachodniej jest nadbudowana wydmami i osiąga szerokość 1–2 km, a w części wschodniej, słabo przemodelowanej przez procesy eoliczne, rozszerza się do 3 km (rejon Dobiegiewa). Terasa III (57–59 m npm.), urozmaicona pojedynczymi wydmami, występuje w obszarze przyzbiornikowym w sposób nieciągły. W części zachodniej tworzy płat o szerokości 2,5–3,5 km, a w części wschodniej listwę do 1,5 km szeroką. Niższe terasy – nadzalewowa (II) i zalewowa (I) zajmują niewielkie fragmenty terenu. Terasy te zostały zatopione w wyniku spiętrzenia Wisły.

Rynny glacialne są charakterystycznym elementem rzeźby zwydmionej części pradoliny. Tworzą one dwa ciągi – północny i południowy, o kierunkach zgodnych z ruchem lodowca (NW–SE), przecinające różne poziomy terasowe (ryc. 1). Ciąg północny wyznaczają jeziora: Rybnica – Radyszyńskie – Tełężna – Gościąż. To ostatnie jest najgłębszym jeziorem Kotliny Płockiej (25,8 m), a jego dno schodzi około 12 m poniżej średniego poziomu Wisły przed spiętrzeniem. Południowy ciąg rynnowy, usytuowany na wyższych terasach, wyznaczają jeziora: Wikaryjskie – Wójtowskie – Łubiechowskie – Krzewenczkie – Goreńskie – Skrzyneckie. Na liniach ciągów rynnowych, lokalnie przerwanych wydmami, występują podmokłe obniżenia oraz małe jeziorka niekiedy o charakterze głęboczków eworsyjnych (np. jez. Dzielno o powierzchni 2,9 ha i głębokości 7,2 m).

Jeziora badanego obszaru H. Keller (1899) uważał za starorzecza Wisły. J. Lewiński (1924) stwierdził, że misy jezior tkwią w materiale morenowym, co świadczy o polodowcowym pochodzeniu jezior. Jednak dopiero badania S. Lencewicza (1927, 1957) wykazały, że większość jezior powstała w wyniku działalności wód subglacialnych. Inną genezę ma położone w dolinie Rakutówki płytkie (głębokość około 1,5 m) i rozległe Jezioro Wielkie Rakutowskie (351 ha). Stanowi ono fragment dawnego, większego zbiornika, którego powstanie związane jest z działalnością wód roztopowych (Lencewicz 1927, 1957; Mojski 1960; Wiśniewski 1976).

Wydm y decydują o hipsometrii badanego terenu. W zwartym polu wydmywnym znajduje się zachodnia część terasy IV, cała terasa V, północna część terasy VI oraz krawędziowa strefa poziomu VII (ryc. 1). Od strony południowej granica między polem wydmywnym a doliną Rakutówki jest bardzo wyraźna, na północy zaś pojedyncze wydmy wkraczają na niższe poziomy terasowe, włącznie z terasą nadzalewową (II).

Przeważają wydmy podłużne i formy pośrednie, przy małym udziale typowych wydym parabolicznych. Rzeźbę wydmywną cechuje zmienna orientacja form, różna ekspozycja stoków stromych i zróżnicowane wysokości względne. Świadczy to o złożonym procesie wydymotwórczym, który zachodził przy udziale wiatrów z różnych kierunków (Urbanik (1962). Względne wysokości wydym dochodzą do 30 m, przeciętnie wynoszą 10–15 m, lokalnie nie przekraczają 5 m. Wierzchołki wydym osiągają 100–110 m npm. Wśród pola wydmywnego, głównie

w części wschodniej, zachowały się fragmenty teras pozbawione form eolicznych.

Zdaniem S. Lencewicza (1927) o rozmieszczeniu wydym zadecydowały stosunki hydrograficzne w okresie późnego plejstocenu. Środkowa część doliny, najwcześniej osuszona, najdłużej podlegała procesom eolicznym. J.E. Mojski (1960) uważa, że wydmy paraboliczne na terasach wyższych są starsze od wydym podłużnych występujących w północnej części doliny. Natomiast U. Urbaniak (1967) sądzi, że wydmy związane z wyższymi terasami miały pierwotnie kształt równoleżnikowych wałów. Zostały one usypane przez wiatry z sektora północnego, na granicy stref o różnej wilgotności gleby. Dopiero później, w wyniku oddziaływania wiatrów zachodnich, wały te zostały przekształcone w wydmy paraboliczne.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Czwartorzęd na badanym odcinku pradoliny cechuje duża zmienność litologiczna. Reprezentują go utwory lodowcowe, rzeczno-lodowcowe, zastoiskowe, rzeczne, eoliczne i organogeniczne. Miąższość czwartorzędu w środkowej, zwymnionej części doliny osiąga 30–50 m i maleje w kierunku zboczy wysokich morenowych.

Do osadów lodowcowych należą fragmentarycznie zachowane gliny zwałowe, przeważnie piaszczyste, o miąższości do 5 m. Gliny zalegające w obniżeniach stropu neogenu są związane ze zlodowaceniem środkowopolskim (Lewiński 1924; Łyczewska 1960). Najmłodsza glina zwałowa (bałtycka) zachowała się w postaci niewielkich płatów lub soczewek i po raz pierwszy została opisana przez J. Lewińskiego (1924) jako tzw. „morena dolinowa”. Większy udział mają piaski i żwiry z głazami, pochodzące z rozmycia glin zwałowych. Utwory te występują w spągu osadów czwartorzędowych lub zalegają płatami na powierzchniach teras. W zwymnionej części doliny zwykle przykryte są piaskami drobnoziarnistymi. Miąższość osadów lodowcowych na ogół nie przekracza 20 m (Mojski 1960).

W profilu osadów dominują utwory rzeczno-lodowcowe wykształcone w postaci piasków z domieszką żwiru. Ich miąższość maksymalnie dochodzi do 40 m (Fałerek 1960). Osady zastoiskowe występują miejscami i są reprezentowane przez mułki oraz ily warwowe o miąższości do 30 m (Łyczewska 1960). Pochodzenia rzeczno-lodowcowego są warstwowe piaski terasowe o maksymalnej miąższości 3–7 m. Ku stropowi przechodzą one lokalnie w osady rzeczno-jeziorne i jeziorne wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych i pylastych (Mojski (1960). Do utworów eolicznych należą drobnoziarniste piaski wydymowe, które w partiach spągowych mogą zawierać warstewki frakcji grubszych (Mojski 1960; Urbaniak 1967). W dnach obniżen terenowych występują osady organogeniczne (torfy, namuły, gytie, kreda jeziorna), miejscami o miąższości ponad 4 m. Spotyka się również cienkie pokłady rudy darniowej.

Trzeciorzęd reprezentują utwory pliocenские i miocenские. Pliocen wykształcony jest głównie w postaci ilów pstrych, a w osadach miocenских domi-

nują pokłady węgla brunatnego, piaski drobnoziarniste i pylaste oraz mułki. W licznych miejscach pliocen uległ zdarcie, a osady miocenne bezpośrednio kontaktują się z utworami czwartorzędowymi. W środkowej, zwymnionej części obszaru badań neogen zalega na dużej głębokości (30–50 m) i nie ma większego wpływu na stosunki wodne pradoliny. W kierunku Wisły strop neogenu podnosi się i jest silnie zaburzony. Wzdłuż lewego brzegu zbiornika wodnego na Wiśle amplituda deformacji przekracza 20 m (Głazik 1978). Wierzchołki antyklin plioceńskich występują tu na głębokości 5–10 m, miejscami do 5 m (oś zapory czołowej).

Bardziej szczegółowe dane dotyczące składu litologicznego utworów powierzchniowych w profilu strefy aeracji przedstawiono w dalszej części opracowania, opierając się na przekrojach hydrogeologicznych.

WARUNKI WSIĄKANIA

W granicach badanego pola wydmowego występują utwory łatwo przepuszczalne. Licząc od powierzchni terenu są to osady eoliczne, rzeczne i rzeczno-lodowcowe. Ich miąższość wynosi co najmniej 15–20 m, miejscami wzrasta do 50 m. Istnieją więc korzystne warunki do infiltracji wód opadowych i filtracji wody podziemnej. W profilu osadów czwartorzędowych utwory o małej przepuszczalności występują jedynie sporadycznie i zajmują małe powierzchnie. Dzięki temu ich wpływ na stosunki hydrogeologiczne zaznacza się tylko lokalnie. W obszarze badań występuje jeden, ciągły poziom wodonośny o swobodnym zwierciadle wody (Głazik 1978). Głębokości do wody podziemnej wynoszą przeważnie 1–4 m i znacznie wzrastają na zboczach wydym.

Z uwagi na temat opracowania szczególną uwagę należy poświęcić piaskom wydymowym. Charakteryzuje je duża przepuszczalność i mała pojemność wodna (Musierowicz 1956; Prusinkiewicz 1969). A. Musierowicz stwierdza, że „Do wybitnie przepuszczalnych piasków należą piaski wydymowe...” (s. 222). Wynika z tego, że o ile w wydymie lub w jej spągu nie występują warstewki o dostatecznie wysokiej pojemności wodnej (słabo przepuszczalne), to wody opadowe i roztopowe szybko osiagają zwierciadło wody podziemnej.

A. Kowalska (1968) podkreśla, że drobnoziarniste piaski wydymowe klasyfikowane są przez hydrogeologów jako słabo przepuszczalne, chociaż w rzeczywistości ich przepuszczalność jest większa. Wynika to z korzystniejszej struktury gleb pod lasami, zwykle rosnącymi na wydymach. Autorka na podstawie porównania współczynników filtracji piasków wydymowych z natężeniem deszczów nawalnych na Niżu Środkowopolskim dochodzi do wniosku, że „... w warunkach klimatycznych Niżu ten mały stopień przepuszczalności wystarcza na to, aby cała woda z każdego nawalnego opadu wsiąkła w wydymę nie pozostawiając żadnych nadwyżek na spływ po powierzchni” (s. 84).

Wobec przedstawionych danych, niezrozumiałe jest twierdzenie U. Urbania-Biernackiej (1972), że infiltracja w piasek wydymowy, chociaż wodoprzepuszczalny, jest ograniczona wskutek znacznych deniwelacji i nachyleń stoków

wydm. Autorka sugeruje więc występowanie spływu powierzchniowego na stokach wydm. Obserwacje terenowe nie potwierdzają tej opinii. Jedynie wzdłuż dróg polnych i ścieżek wiodących przez wydmy, zwłaszcza na wylesionych stokach, występują ślady spływu powierzchniowego. W ogólnym bilansie wodnym terenów wydmych ma on jednak znaczenie drugorzędne.

Na badanym obszarze wydmy usytuowane są na piaszczysto-żwirowych poziomach terasowych Wisły, których przepuszczalność jest większa w porównaniu z piaskami wydmy. Wobec tego, przy odpowiednio głębokim występowaniu wody podziemnej, również na terasach rzecznych brak nadwyżek wody na spływ powierzchniowy. Dominującym procesem jest tu wsiąkanie i odpływ podziemny.

PRZEPUSZCZALNOŚĆ A BEZODPŁYWOWOŚĆ

Tereny wydmy, jak już wspomniano, są wydzielane na mapach hydrograficznych jako obszary bezodpływowe. Pola wydmy usytuowane na przepuszczalnych terasach dolin rzecznych mają bezodpływowość niepełną (powierzchniową), przy której wody opadowe odpływają podziemnie. Powstaje pytanie, czy w obszarach przepuszczalnych jest uzasadnione wydzielanie zlewni bezodpływowych, traktowanych jako powierzchnie wklęsłe? W warunkach opadów Niżu Polskiego z samego pojęcia „obszar przepuszczalny” wynika jego bezodpływowość powierzchniowa, niezależnie od tego, czy jest to forma wklęsła, płaska lub wypukła (wydmy). Na badanym obszarze woda opadowa tak samo wsiąka w dna suchych obniżen międzywydmowych (terasy rzeczne, jak i w wierchołki wydm). Wydzielanie więc zagłębień bezodpływowych w obszarach przepuszczalnych nie ma większego znaczenia hydrologicznego. Istotne dla obiegu wody są natomiast miąższości strefy aeracji, spadki zwierciadła wody podziemnej i kierunki spływu podziemnego. Czynniki te regulują proporcje między parowaniem, retencją i odpływem podziemnym. Decydują również o występowaniu wód powierzchniowych, przebiegu podziemnych działów wodnych i użytkowaniu gruntów.

Wydzielanie zlewni bezodpływowych jest hydrologicznie uzasadnione w obszarach o małej przepuszczalności gruntów, na których występuje spływ powierzchniowy lub podpowierzchniowy. W zlewniach tych wody opadowe są rozchodowywane głównie na ewapotranspirację i w małym stopniu uczestniczą w odpływie podziemnym (bezodpływowość całkowita). Wyznaczanie zlewni bezodpływowych jest zwykle oparte na rysunku poziomicowym mapy topograficznej i na niektórych elementach hydrografii terenu (drobne zbiorniki wodne, mokradła), świadczących o istnieniu wklęsłych form rzeźby. Wielkość oraz liczba wydzielonych zlewni bezodpływowych zależy od skali i cięcia poziomicowego mapy, a więc ma w dużym stopniu charakter subiektywny. Nawet na stosunkowo płaskich powierzchniach występują małe zagłębienia bezodpływowe, których nie rejestruje mapa topograficzna w cięciu 1,25 m. Często znajdują się one nie tylko w strefach wododziałowych, ale także w sąsiedztwie cieków. Z tych

względów problem określenia faktycznego udziału obszarów bezodpływowych, nie uczestniczących w zasilaniu rzek, w ogólnej powierzchni dorzecza jest zagadnieniem złożonym.

WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD POWIERZCHNIOWYCH

W obszarach przepuszczalnych warunkiem występowania powierzchniowych zjawisk wodnych jest trwały lub okresowy ich związek z wodami podziemnymi. Misy jezior, położone poniżej minimalnych stanów wody podziemnej, są w sposób ciągły zasilane drogą podziemną. Nieco odmiennie warunki zasilania występują w obrębie mokradeł zajmujących dna zagłębień terenowych. W rejonach przepuszczalnych istnienie mokradeł uwarunkowane jest płytkim zaleganiem wody podziemnej (do głębokości 0,5 – 1,0 m) oraz możliwością jej kapilarnego podsiąkania. Mokradła najczęściej rozwinięte są na utworach organogenicznych, a także na piaskach drobnoziarnistych i pylastych. Osady te charakteryzuje zróżnicowana przepuszczalność, duża porowatość i pojemność wodna. Dzięki temu możliwe jest kapilarne podsiąkanie i retencjonowanie wody w przy powierzchniowej warstwie gruntu, co powoduje powstawanie podmokłości.

Cieki odwadniające obszary przepuszczalne, zarówno stałe, jak i okresowe, charakteryzują się różnorodnymi warunkami zasilania. Najważniejsze znaczenie ma tu stosunek koryt rzecznych do zwierciadła wody podziemnej. Jeżeli koryto na całej długości jest wcięte poniżej minimalnego stanu wody podziemnej, to ciek ma charakter stały i drenuje wody podziemne, przy czym wartości przepływu systematycznie rosną z biegiem rzeki. Na pewnych odcinkach cieki mogą być trwale lub okresowo pozbawione związku hydraulicznego z wodami podziemnymi. Następuje wówczas infiltracja wód z koryta w podłoże i spadek przepływu. Ciek jednak ma nadal charakter stały i prowadzi wodę tranzytem przez odcinki koryta zawieszone w stosunku do wody podziemnej. Ekstremalnym przypadkiem jest występowanie cieków stałych, trwale pozbawionych związku hydraulicznego z wodami podziemnymi. Są to cieki allochtoniczne, przecinające obszary przepuszczalne. Cieki okresowe zasilane są jedynie przy wysokich stanach wody podziemnej. Warto zauważyć, że w przypadku braku związku hydraulicznego z wodami podziemnymi koryta cieków nie mają wpływu na układ zwierciadła wody podziemnej w ich sąsiedztwie.

Na badanym obszarze wydmowym występują dwa ciągi rynien jeziornych odwadniane przez niewielkie rzeki: Rudę, Zuzankę i Rybnicę (ryc. 1). Ruda wypływa z jezior położonych w rynn timer jeziora Gościąż. Dolny odcinek rzeki znajduje się pod wpływem oddziaływania spiętrzenia Wisły. W okresach niskich stanów wody w zbiorniku Włocławek obserwuje się spadek przepływu z biegiem rzeki, spowodowany infiltracją wód w podłoże. Zuzanka bierze początek w jeziorze Telążna i uchodzi do Kanału Głównego. Wykazuje ona trwały związek hydrauliczny z wodami podziemnymi, o czym świadczy stały wzrost przepływu z biegiem rzeki (Glazik 1978).

Rybница odwadnia system jezior położonych w zachodniej części pola wy-

dmowego. Rzeka wypływa z Jezior Wójtowskich. Na odcinku między jeziorami Wikaryjskim a Radyszyńskim, w pobliżu krawędzi terasy V, następuje zmniejszenie przepływu w korycie wskutek infiltracji wód w podłoże, co zauważył już S. Lencewicz (1957). Podobna sytuacja występuje w dolnym biegu rzeki, w poziomie terasy III. W ostatnich latach nastąpiło znaczne obniżenie poziomu wody w Jeziorze Wikaryjskim. Jezioro to i przyległe tereny znalazły się w zasięgu leja depresyjnego wód podziemnych, który powstał po wybudowaniu w sąsiedztwie jeziora ujęć wodnych dla miasta Włocławek. W efekcie ustał odpływ z jeziora, a odcinek Rybnicy pomiędzy jeziorami Wikaryjskim i Radyszyńskim przekształcił się w suche koryto. Górna część zlewni Rybnicy, powyżej Jeziora Wikaryjskiego, utworzyła specyficzny, endoreiczny obszar bezodpływowy. Jest on być może pozbawiony nie tylko możliwości powierzchniowego, ale również podziemnego odpływu wody poza obręb leja depresyjnego.

W granicach pola wydmowego, głównie na liniach ciągów rynnowych, występują mokradła. We wschodniej części obszaru wydmowego, pomiędzy ciągami rynien, mokradła zajmują jedynie te zagłębienia terenowe, których dna leżą około 3–4 m poniżej poziomu terasy VI. Jest to rejon najgłębszego występowania wody podziemnej, praktycznie pozbawiony powierzchniowych zjawisk wodnych. Wzdłuż południowych stoków rynien jezior Gościąg i Wójtowskiego Dużego stwierdzono liczne wypływy wody podziemnej. Świadczą one o północnym kierunku spływu podziemnego.

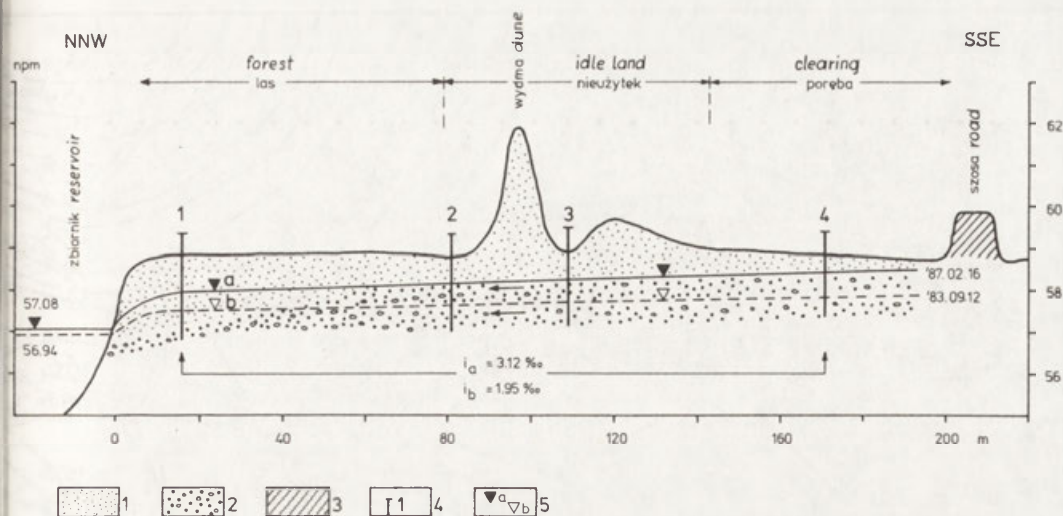
Od południa do pola wydmowego przylega dolina Rakutówki. Problem przebiegu hydrologicznego działu wodnego między doliną Rakutówki a zlewniami Rudy, Zuzanki i Rybnicy jest przedmiotem dalszych dociekań.

WPLYW WYDM NA PRZEBIEG PODZIEMNYCH DZIAŁÓW WODNYCH

Problem przedstawiono na podstawie badań szczegółowych przeprowadzonych w otoczeniu pojedynczych form wydmy, których lokalizację zamieszczono na rycinie 1. Do badań wytypowano wydmy usytuowane na niższych poziomach terasowych Wisły z uwagi na lepszą dostępność tych obszarów, możliwość wykorzystania studni kopanych oraz bardziej zróżnicowane stosunki hydrograficzne w sąsiedztwie wydmy.

Na wschód od Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Dobiegniewie, w poziomie terasy IV, usytuowana jest wydma podłużna o długości 300 m i wysokości 3 m. Biegnie ona równolegle do zbiornika, w odległości 100 m od linii brzegowej (ryc. 2). W rejonie wydmy powierzchnię terasy IV budują piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości 0,3–1,8 m. Niżej zalegają piaski gruboziarniste ze żwirem i głazikami, które stanowią warstwę wodonośną.

W wyniku spiętrzenia Wisły w 1970 r. poziom wody podziemnej w rejonie wydmy uległ podniesieniu, jednak nadal wykazuje znaczny spadek w kierunku zbiornika. Występuje to zarówno przy wysokich, jak i niskich stanach wody podziemnej. W latach 1982–1988 amplitudy stanów wody w poszczególnych piezometrach wahały się od 0,4 do 0,6 m. Strefa wahań poziomu wody obej-



Ryc. 2. Warunki spływu podziemnego przy ekstremalnych stanach wody podziemnej z lat 1982–1988 w otoczeniu wału wydmy w rejonie Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Dobiegniewie
1 – piaski drobno- i średnioziarniste, 2 – piaski gruboziarniste ze żwirami i głazikami, 3 – nasyp ziemny (szosa), 4 – numeracja piezometrów, 5 – ekstremalne stany wody podziemnej: a – maksymalny, b – minimalny

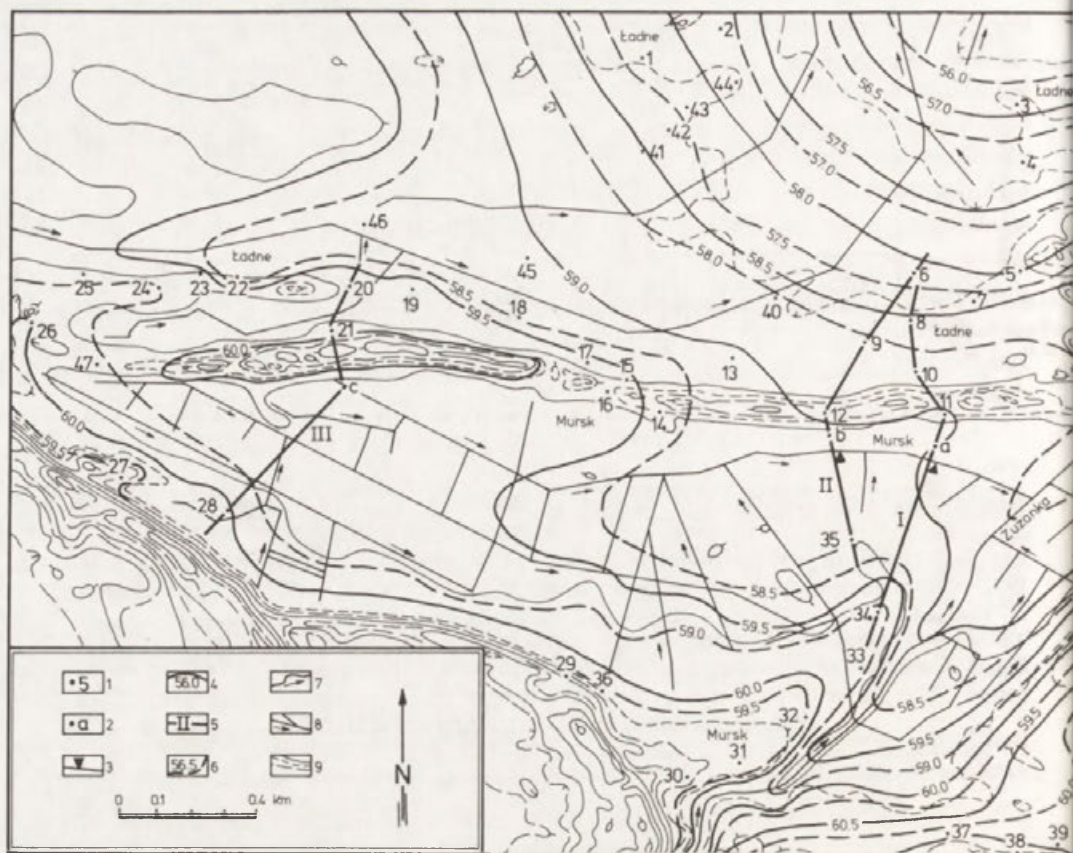
Fig. 2. Conditions of the underground runoff with the extreme underground water levels from the period 1982–1988 in the surroundings of the dune rampart near the research station of the Institute of Geography and Spatial Organization at Dobiegniewo

1 – fine- and medium-grained sands, 2 – coarsegrained sands with gravel and pebbles, 3 – earth embankment (road), 4 – numerations of piezometres, 5 – extreme underground water levels: a – maximum, b – minimum

mowała gruboziarniste utwory piaszczyste i żwirowe (z wyjątkiem piezometru 1). W tych warunkach, to jest przy znacznych spadkach zwierciadła wody podziemnej i dużych współczynnikach filtracji warstwy wodonośnej, wydma nie ma żadnego wpływu na kierunek spływu podziemnego. Nie można więc prowadzić hydrologicznego działu wodnego wzdłuż grzbietu wydmy.

Warto również zwrócić uwagę, że mimo podniesienia poziomu wody podziemnej w wyniku spiętrzenia Wisły i małych głębokości do wody, które przy średnich stanach wynoszą zaledwie 0,7–0,9 m (w piezometrze 1 – 1,1 m), tereny wokół wydmy nie uległy podtopieniu. U podstawy południowego stoku wydmy (rejon piezometru 3) w 20 lat po napełnieniu zbiornika nadal utrzymuje się roślinność kserotermiczna z mchami i porostami, typowa dla stanowisk ciepłych i suchych. Jest to spowodowane brakiem możliwości kapilarnego podsiąkania wody z warstwy wodonośnej, zbudowanej z utworów gruboziarnistych.

W odmiennej sytuacji hydrograficznej położona jest wydma podłużna we wsi Mursk (ryc. 1). Biegnie ona równoleżnikowo w poziomie terasy III i ma znaczne rozmiary. Jej długość wynosi około 3 km, szerokość – 100 m, a maksymalne wysokości względne osiągają 7–8 m (ryc. 3). Tereny przylegające do wydmy są płaskie, miejscami podmokłe, pocięte siecią rowów melioracyjnych. Wydma porośnięta jest lasem, a jej otoczenie zajmują łąki, rzadziej pola uprawne. Rowy



Ryc. 3. Hydroizohipsy przy wysokim i niskim stanie wody podziemnej w rejonie wsi Mursk oraz ich stosunek do rzeźby i sieci hydrograficznej

1 – studnie kopane, 2 – piezometry, 3 – wodowskazy, 4 – linie przekrojów hydrogeologicznych, 5 – hydroizohipsy przy wysokim stanie wody podziemnej (14.05.1970), 6 – hydroizohipsy przy niskim stanie wody podziemnej (18.10.1969), 7 – rzeka Zuzanka, 8 – rowy melioracyjne, 9 – poziomic

Fig. 3. Hydroisohyps with the high and low underground water levels near the Mursk village and their relation to the relief and hydrographical network

1 – dug wells, 2 – piezometres, 3 – water gauges, 4 – lines of hydrogeological cross-sections, 5 – hydroisohyps with the high underground water level (14.05.1970), 6 – hydroisohyps with the low underground water level (18.10.1969), 7 – Zuzanka river, 8 – drainage ditches, 9 – contour lines

po południowej stronie wydmy mają połączenie z rzeką Zuzanką, a po stronie północnej uchodzą do Kanału Głównego. Na rycinie 3, na tle rzeźby i sieci hydrograficznej obszarów przyległych do wydmy, wykreślono hydroizohipsy zwierciadła wody podziemnej dla okresów niskiego i wysokiego stanu wody. Materiałem wyjściowym były własne, archiwalne pomiary studni przeprowadzone w październiku 1969 r. oraz w maju 1970 r.

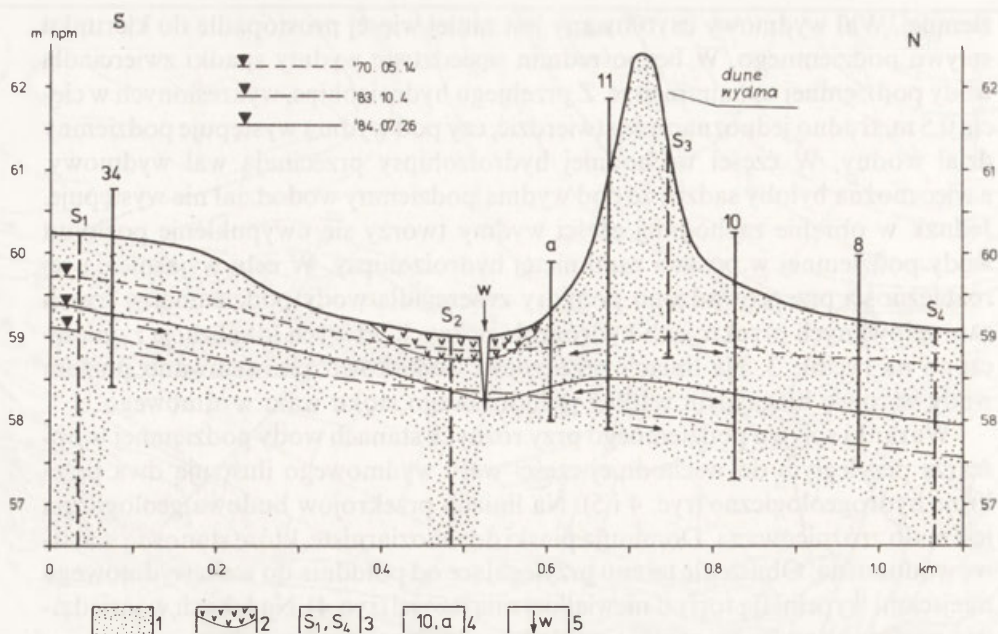
Z układu hydroizohips wynika, że głównie dominuje północno-wschodni kierunek odpływu podziemnego, miejscami modyfikowany przez rzekę Zuzankę i rowy. Dotyczy to zarówno okresu wysokich, jak i niskich stanów wody pod-

ziemnej. Wał wydmy usytuowany jest mniej więcej prostopadle do kierunku spływu podziemnego. W bezpośrednim sąsiedztwie wydmy spadki zwierciadła wody podziemnej są najmniejsze. Z przebiegu hydroizohips, wykreślonych w cięciu 0,5 m, trudno jednoznacznie stwierdzić, czy pod wydumą występuje podziemny dział wodny. W części wschodniej hydroizohipsy przecinają wał wydmy, a więc można byłoby sądzić, że pod wydumą podziemny wododział nie występuje. Jednak w obrębie zachodniej części wydmy tworzy się uwypuklenie poziomu wody podziemnej w postaci zamkniętej hydroizohipsy. W celu wyjaśnienia tej rozbieżności przeprowadzono pomiary zwierciadła wody podziemnej w trzech zaniwelowanych przekrojach hydrogeologicznych, których lokalizację zamieszczono na rycinie 3. Na liniach przekrojów dodatkowo zaniwelowano poziom wody w rowie biegnącym wzdłuż południowego stoku wału wydmy.

Warunki spływu podziemnego przy różnych stanach wody podziemnej w obszarze przyległym do wschodniej części wału wydmy ilustrują dwa przekroje hydrogeologiczne (ryc. 4 i 5). Na liniach przekrojów budowa geologiczna jest mało zróżnicowana. Dominują piaski drobnoziarniste, które stanowią warstwę wodonośną. Obniżenie terenu przylegające od południa do wału wydmy miejscami wypełniają torfy o niewielkiej miąższości (ryc. 4). Na łąkach w sąsiedztwie wydmy spotyka się cienkie pokłady rudy darniowej (ryc. 5).

Istotną rolę w układzie zwierciadła wody podziemnej w sąsiedztwie wału wydmy odgrywa rów melioracyjny, biegnący wzdłuż południowego stoku wydmy. W dolnym biegu, na liniach analizowanych przekrojów, jest on trwale związany z wodami podziemnymi. W okresach małego zasilania, przy niskich stanach wody podziemnej, rów słabo drenuje warstwę wodonośną. Wynika to z małego wcięcia koryta poniżej zwierciadła wody podziemnej oraz utrudnionego odpływu wody z powodu niewielkiego spadku i silnego zarastania rowu. W tych warunkach rów i wał wydmy nie stanowią przeszkody na drodze spływu podziemnego w kierunku północnym, chociaż część wód odpływa rowem na wschód do Zuzanki. Przykładowo ilustruje to układ zwierciadła wody podziemnej 4.10.1983 (ryc. 4 i 5).

W dniu 26.07.1984 stany wody podziemnej na analizowanych przekrojach były wyższe o około 25–40 cm w porównaniu z dniem 4.10.1984. W tym czasie w przekroju I (ryc. 4) rów wyraźnie drenował wody podziemne, których zwierciadło w sąsiedztwie koryta układało się poniżej stanów z 4.10.1984. Zostało to spowodowane udrożnieniem dolnego biegu rowu poprzez jego oczyszczenie, poszerzenie i regulację profilu podłużnego. W efekcie pod wydumą utworzył się lokalny wododział podziemny. Należy jednak podkreślić, że w analizowanym przypadku położenie wododziału podziemnego było wynikiem drenującego oddziaływania rowu na układ zwierciadła wody podziemnej i nie może być wiązane z występowaniem wydmy. Zgodność działów wodnych topograficznego i podziemnego jest tutaj przypadkowa i należy przypuszczać, że usytuowanie podziemnego wododziału byłoby identyczne w wypadku płaskiej lub wklęsłej powierzchni terenu. W przekroju II (ryc. 5), położonym zaledwie 300 m powyżej przekroju I, układ zwierciadła wody podziemnej w dniu 26.07.1984 nie uległ zmianie,



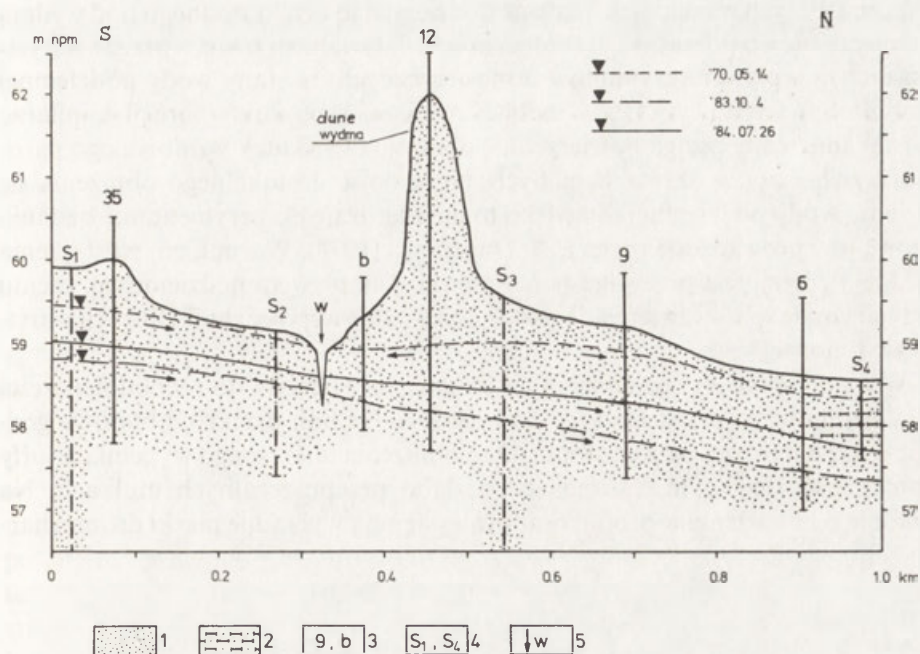
Ryc. 4. Warunki spływu podziemnego przy różnych stanach wody podziemnej w otoczeniu wału wydmowego we wschodniej części wsi Mursk (przekrój hydrogeologiczny I — lokalizacja na ryc. 3)

1 — piaski drobnoziarniste, 2 — torfy, 3 — numeracja studni i piezometrów, 4 — sondy geologiczne, 5 — wodowskaz
 Fig. 4. Conditions of the underground runoff with the different underground water levels in the surroundings of the dune rampart in the east part of the Mursk village (hydrogeological cross-section I — location in Fig. 3)

1 — fine-grained sands, 2 — peats, 3 — numeration of dug wells and piezometres, 4 — geological sounding borers, 5 — water gauge

mimo wyższych stanów wody. W badanym przekroju rów nie został objęty pracami regulacyjnymi i wskutek słabego przepływu wody nie oddziaływał w istotny sposób na zwierciadło wody podziemnej, które wykazywało spadek w kierunku północnym.

Ekstremalnie wysokie stany wody podziemnej zanotowano wiosną 1970 r. w wyniku znacznej miąższości pokrywy śnieżnej (do 40 cm w początkach marca) i gwałtownego przebiegu roztopów na przełomie marca i kwietnia. W pierwszych dniach maja na wysokie stany roztopowe nałożyły się intensywne opady deszczu (2 maja 36 mm). Spowodowały one kulminację stanów wody podziemnej na badanym obszarze (Glazik 1978). W tym czasie w obniżeniu położonym na południe od analizowanego wału wydmowego (ryc. 4 i 5) zwierciadło wody podziemnej osiągnęło powierzchnię terenu, która miejscami uległa zalaniu, mimo istniejącej sieci rowów odwadniających. W ten sposób w zagłębieniu ograniczona została możliwość dalszego podnoszenia się poziomu wody, w przeciwieństwie do obszarów przyległych, które charakteryzuje większa miąższość strefy aeracji. Można sądzić, że pod wydumą intensywne zasilanie sprzyjało dalszemu podnoszeniu się poziomu wody podziemnej. W efekcie nastąpiło wyrównanie



Ryc. 5. Układ zwierciadła wody podziemnej przy różnych stanach wody w otoczeniu wału wydmy we wschodniej części wsi Mursk (przekrój hydrogeologiczny II – lokalizacja na ryc. 3)

1 – piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków średnioziarnistych (w spągu), 2 – ruda darniowa, 3 – numeracja studni i piezometrów, 4 – sondy geologiczne, 5 – wodowskaz

Fig. 5. Pattern of the underground water table with different water levels in the surroundings of the dune rampart in the east part of the Mursk village (hydrogeological cross-section II – location in Fig. 3)

1 – fine-grained sands with insert of medium-grained sands (in bottom), 2 – bog iron ore, 3 – numeration of dug wells and piezometres, 4 – geological sounding borers, 5 – water gauge

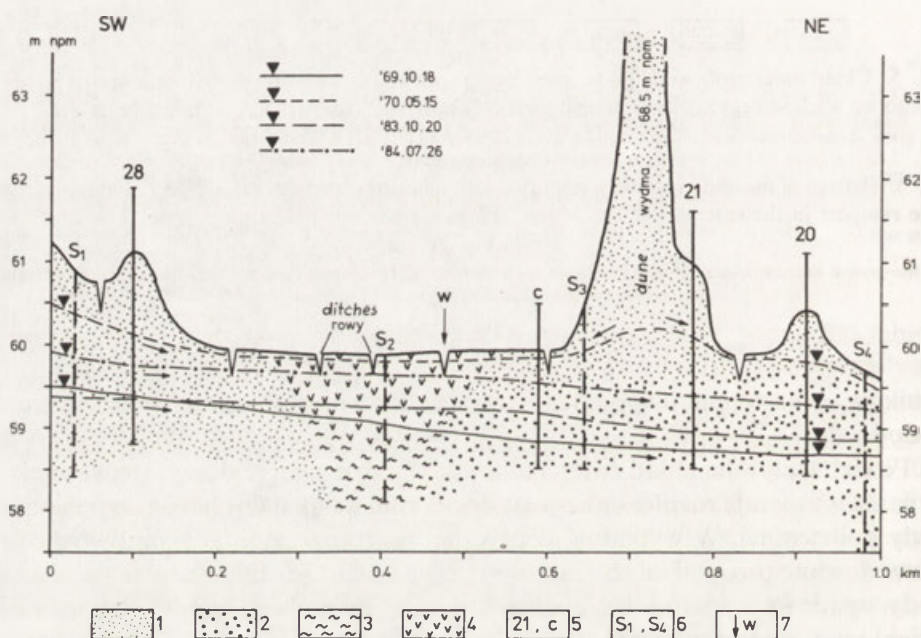
spadków, a następnie uwypuklenie zwierciadła wody w postaci podziemnego wododziału.

Pewien wpływ na układ zwierciadła wody podziemnej podczas intensywnego zasilania wywierają różnice czasowe w docieraniu wsiąkających wód do poziomu wody podziemnej. W wypadku identycznej przepuszczalności gruntów są one spowodowane różnymi miąższościami strefy aeracji. Gdy miąższość ta rośnie, to wody opadowe i roztopowe później osiągają zwierciadło wody podziemnej. Dzięki temu pod wydumą poziom wody może jeszcze podnosić się w momencie, gdy w obszarze przyległym zachodzi już proces odwrotny.

Przedstawiony na rycinach 4 i 5 układ zwierciadła wody podziemnej w dniu 14.05.1970 dotyczy fazy obniżania się poziomu wody po ustaniu zasilania. Pod wydumą nadal utrzymywał się podziemny wododział, przy czym na rycinie 5 był on przesunięty w kierunku północnym – ku podstawie wydmy. W zagłębieniu terenowym poziom wody podziemnej układał się zaledwie na głębokości 5–20 cm, a jej zwierciadło na linii całego przekroju wykazywało minimalne spadki hyd-

rauliczne. W tych warunkach istnienie podziemnego działu wodnego pod wydumą można częściowo tłumaczyć drenującym oddziaływaniem rowu, a przede wszystkim dużym wpływem czynników atmosferycznych na stany wody podziemnej w obniżeniu terenowym. Przy małych miąższościach strefy aeracji kapilarnej podsiąkanie wody osiąga powierzchnię obniżenia i wskutek wzmożonego parowania, zwłaszcza w okresach suchych, może dojść do lokalnego obniżenia się poziomu wody podziemnej. Zjawisko to potwierdzają eksperymentalne badania polowe przeprowadzone przez E.A. Dmitriewa (1978). Warunkiem wystąpienia lokalnej depresji jest przewaga parowania nad dopływem podziemnym, czemu sprzyjają małe spadki zwierciadła wody i niewielkie współczynniki filtracji warstwy wodonośnej.

Warunki spływu podziemnego na obszarze przyległym do zachodniej części wału wydumowego przedstawiono na rycinie 6. Na linii przekroju budowa geologiczna jest bardziej zróżnicowana. Dno obniżenia terenowego wypełniają torfy o miąższości do 1,1 m, zalegające na słabo przepuszczalnych mułkach. Na południe od obniżenia w profilu osadów występują wyłącznie piaski drobnoziarniste.



Ryc. 6. Warunki spływu podziemnego przy różnych stanach wody podziemnej w otoczeniu wału wydumowego w zachodniej części wsi Mursk (przekrój hydrogeologiczny III – lokalizacja na ryc. 3)
1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – mułki, 4 – torfy, 5 – numeracja studni piezometrów, 6 – sondy geologiczne, 7 – wodowskaz

Fig. 6. Conditions of the underground runoff with different underground water levels in the surroundings of the dune rampart in the west part of the Mursk village (hydrogeological cross-section III – location on Fig. 3)

1 – fine-grained sands, 2 – medium-grained sands, 3 – silts, 4 – peats, 5 – numeration of dug wells and piezometres, 6 – geological sounding borers, 7 – water gauge

niste, a w północnej części przekroju pod wydumą są one podścielone piaskami średnioziarnistymi.

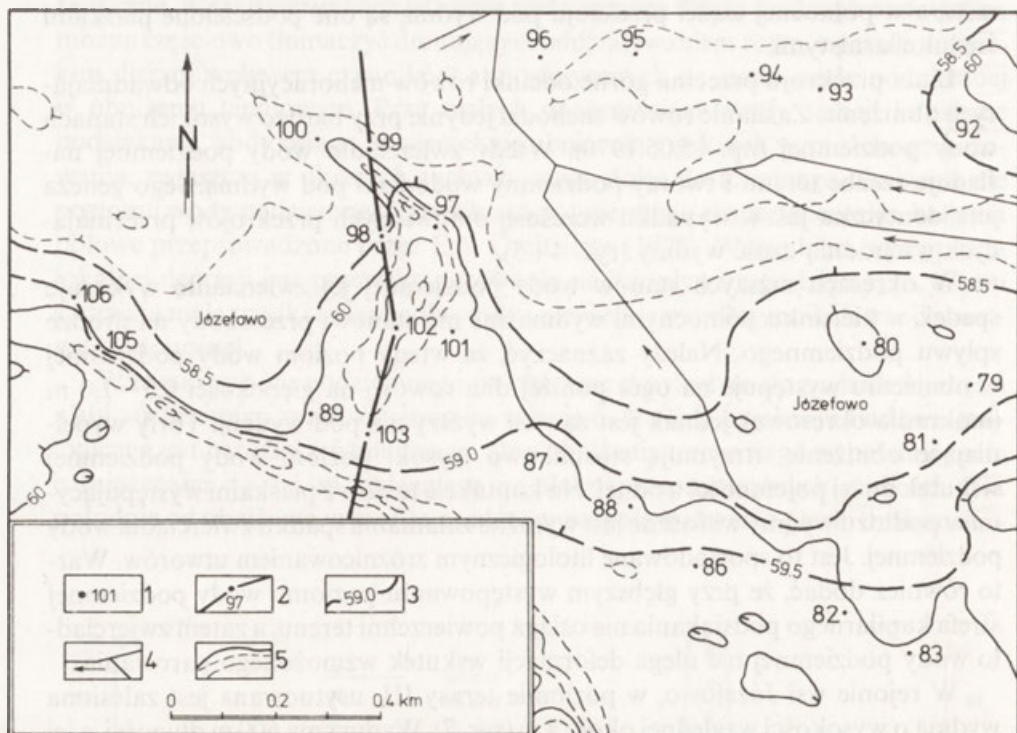
Linia przekroju przecina górne odcinki rowów melioracyjnych odwadniających obniżenie. Zasilanie rowów zachodzi jedynie przy bardzo wysokich stanach wody podziemnej (np. 15.05.1970). Wtedy zwierciadło wody podziemnej naśladuje rzeźbę terenu i tworzy podziemny wododział pod wydumą. Jego geneza jest identyczna jak w wypadku wcześniej omówionych przekrojów przecinających wschodnią część wydmy (ryc. 4 i 5).

W okresach niższych stanów wody podziemnej jej zwierciadło wykazuje spadek w kierunku północnym, wydma zaś nie stanowi przeszkody na drodze spływu podziemnego. Należy zaznaczyć, że wtedy poziom wody podziemnej w obniżeniu występuje na ogół poniżej dna rowów, na głębokości 0,5–1,0 m (mokradła okresowe), jednak jest zawsze wyższy niż pod wydumą. Torfy wypełniające obniżenie utrzymują stosunkowo wysoki poziom wody podziemnej wskutek dużej pojemności wodnej. Na kontakcie torfów z piaskami występującymi w podłożu wydmy widoczne jest wyraźne załamanie spadku zwierciadła wody podziemnej. Jest to spowodowane litologicznym różnicowaniem utworów. Warto również dodać, że przy głębszym występowaniu poziomu wody podziemnej strefa kapilarnego podsiąkania nie osiąga powierzchni terenu, a zatem zwierciadło wody podziemnej nie ulega deformacji wskutek wzmoczonego parowania.

W rejonie wsi Józefowo, w poziomie terasy III, usytuowana jest zalesiona wydma o wysokości względnej około 4 m (ryc. 7). Wydma ma 600 m długości, a jej oś wyznacza w przybliżeniu kierunek spływu podziemnego. Tereny wokół wydmy są płaskie, miejscami podmokłe, zajęte przez pola uprawne lub zmeliorowane łąki. Układ hydroizohips świadczy o małych spadkach zwierciadła wody podziemnej w sąsiedztwie wydmy. W okresie wysokich stanów wody podziemnej (7.05.1970) hydroizohipsa o wartości 58,5 m wyraźnie wygina się w rejonie wydmy ku północy. Wynika z tego, że w tym czasie poziom wody podziemnej pod wydumą układał się wyżej niż w terenie przyległym, a grzbiet wydmy wyznaczał przebieg podziemnego wododziału.

Wnioski te potwierdza zaniwelowany przekrój hydrogeologiczny przez wydmy (ryc. 8). Na linii przekroju dominują piaski drobnoziarniste, które budują wydmy i jej podłoże. Sondy geologiczne, wykonane u podstawy południowego i północnego stoku wydmy, wykazują występowanie od powierzchni terenu piasków o grubszej frakcji. Mała głębokość sond nie pozwoliła określić rodzaju utworów w całej strefie wahań zwierciadła wody podziemnej.

Z przekroju wynika, że w okresach wilgotnych (7.05. i 10.12.1970), przy wysokich stanach wody podziemnej, pod wydumą tworzy się podziemny dział wodny. W analizowanym przypadku może on być uwarunkowany litologicznie. Współczynniki filtracji piasków średnio- i gruboziarnistych, zalegających na obrzeżeniu wydmy, są znacznie wyższe niż piasków drobnoziarnistych, stanowiących podłoże wydmy. Konsekwencją tego jest obniżenie poziomu wody podziemnej w sąsiedztwie wydmy i powstanie podziemnego wododziału. Warto dodać, że depresja zwierciadła wody podziemnej w rejonie studni nr 103 nie może



Ryc. 7. Układ hydroizohips przy wysokim stanie wody podziemnej (7.05.1970) w otoczeniu wydmy w rejonie wsi Józefowo

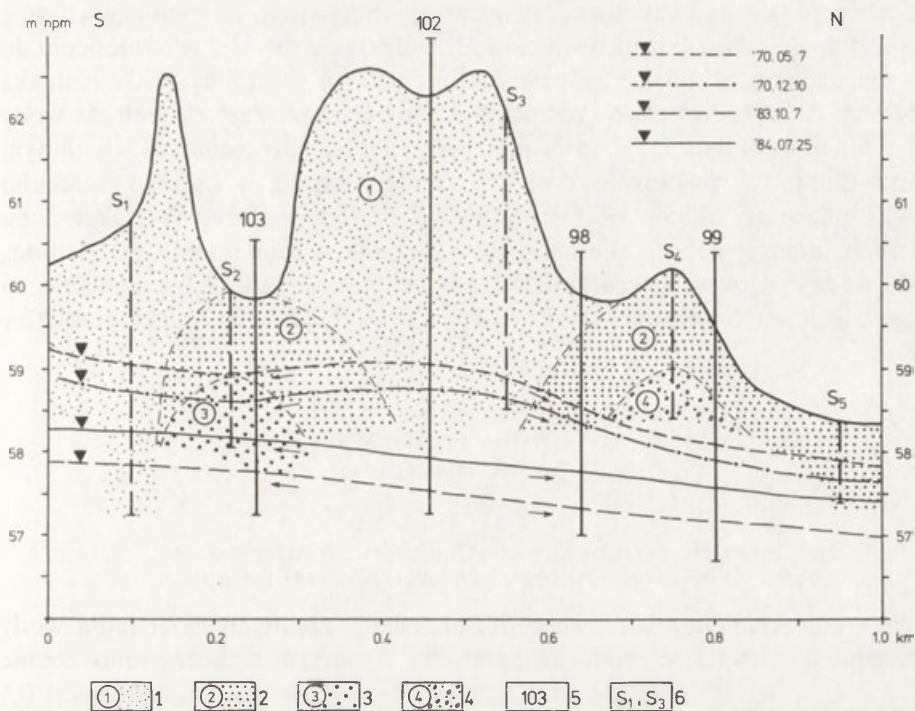
1 — studnie kopane, 2 — linia przekroju hydrogeologicznego, 3 — hydroizohipsy, 4 — rowy melioracyjne, 5 — poziomice
 Fig. 7. Pattern of hydroisohyps with the high underground water level (7.05.1970) in the surroundings of the dune close to the Józefowo village

1 — dug wells, 2 — line of hydrogeological cross-section, 3 — hydroisohyps, 4 — drainage ditches, 5 — contour lines

być spowodowana wzmożonym parowaniem. Głębokości do wody wynoszą tu 0,9–1,2 m i są większe od wysokości kapilarnego podsiąkania wody w piaskach drobnoziarnistych.

W okresach suchych, przy niskich stanach wody podziemnej (7.05.1983 i 25.07.1984) jej zwierciadło wykazuje wyraźny spadek w kierunku północnym. Wtedy kształt zwierciadła wody nie jest modyfikowany wielkością zasilania i zmierza do osiągnięcia krzywej parabolicznej. Przedstawiony układ zwierciadła wody podziemnej w okresach wilgotnych i suchych przypomina wcześniej omówione warunki spływu podziemnego w otoczeniu wału wydmy w wsi Mursk.

Badania wykazały, że nie można jednoznacznie stwierdzić, czy wydmy wpływają na rozmieszczenie podziemnych wododziałów. Zależy to od konkretnych, lokalnych warunków litologicznych, spadków zwierciadła wody podziemnej, miąższości sfery aeracji i stosunków hydrograficznych w otoczeniu wydmy, a przede wszystkim od sytuacji hydrometeorologicznej. Pomija się tu możliwość



Ryc. 8. Kierunki spływu podziemnego przy różnych stanach wody podziemnej w otoczeniu wydmy we wsi Józefowo (lokalizacja przekroju hydrogeologicznego na ryc. 7)

1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – piaski gruboziarniste, 4 – piaski różnoziarniste, 5 – numeracja studni, 6 – sondy geologiczne

Fig. 8. Directions of the underground water runoff with different underground water levels in the surroundings of the dune in Józefowo village (location of the hydrogeological cross-section on Fig. 7)

1 – fine-grained sands, 2 – medium-grained sands, 3 – coarse-grained sands, 4 – unequigranular sands, 5 – numeration of dug wells, 6 – geological sounding borers

występowania w spągu wydmy utworów praktycznie nieprzepuszczalnych. Uniezależnieniu się zwierciadła wody podziemnej od topografii terenu sprzyjają: duże współczynniki filtracji warstwy wodonośnej i spadki zwierciadła wody, głębokie występowanie poziomu wody (kapilarne podsiąkanie nie osiąga powierzchni terenu – brak możliwości parowania wody) oraz niewielkie zasilanie lub okresowy jego brak. W okresach suchych, przy niskich stanach wody podziemnej stwierdzono, że wydmy nie mają wpływu na kierunek spływu podziemnego. Występowanie podziemnego wododziału pod wydumą obserwowano jedynie w okresach bardzo wilgotnych – w czasie wiosennych roztopów i po intensywnych opadach deszczu. Podziemny dział wodny pod wydumą nigdzie nie miał charakteru trwałego i w miarę obniżania się zwierciadła wody podziemnej zanikał.

Wyniki obserwacji w zasadzie potwierdzają teoretyczne rozważania H. Więkowskiej (1957, 1960), dotyczące związku działów wód podziemnych z rzeźbą,

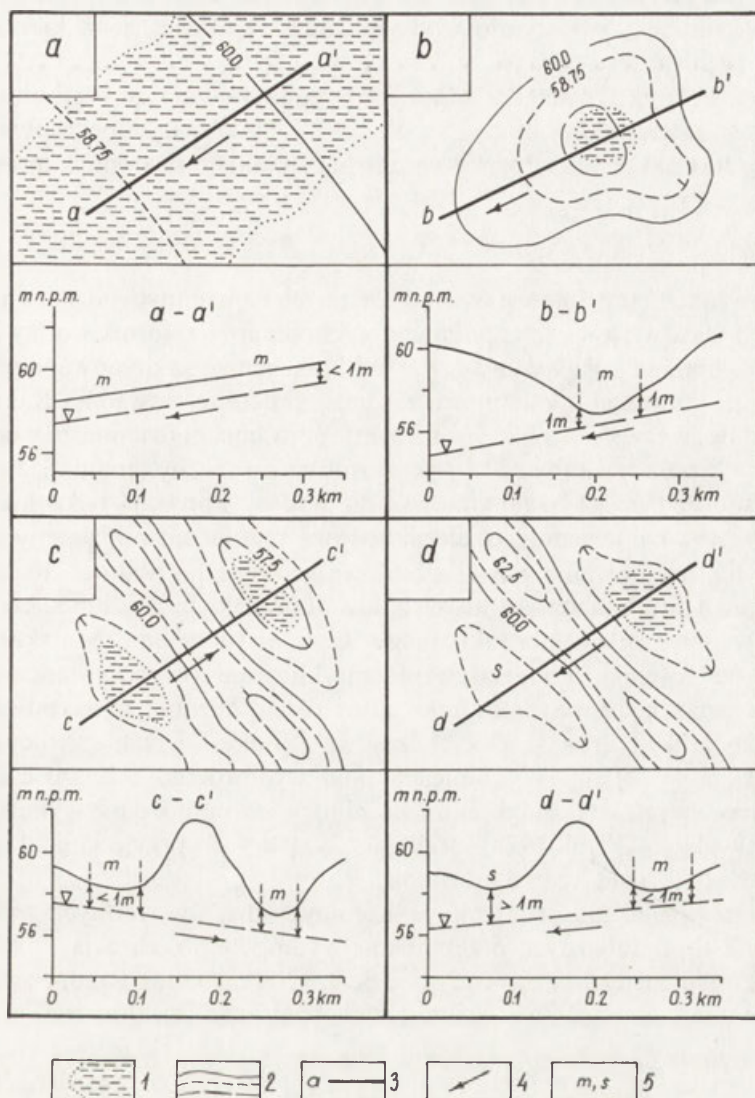
budową geologiczną i klimatem. O uniwersalnym charakterze cytowanych prac świadczy to, że zawarte w nich wnioski sprawdzają się również w odniesieniu do specyficznego obszaru, jakim jest zwydmiony odcinek pradoliny Wisły. Autorka wyróżniła cztery główne typy równowagi hydrodynamicznej zwierciadła wody podziemnej: geologiczną, drenowania, wsiąkania i parowania. Na badanym terenie dominuje równowaga drenowania (depresyjna), w której zwierciadło wody podziemnej układa się niezależnie od rzeźby (wydmy). W trakcie i po okresach intensywnego zasilania, przy wysokim poziomie wody podziemnej, równowaga drenowania przechodzi w równowagę wsiąkania lub parowania, co przejawia się występowaniem podziemnych wododziałów na liniach grzbietów wydym.

UKŁAD ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ W GRANICACH POLA WYDMOWEGO

MOŻLIWOŚCI USTALANIA KIERUNKU SPŁYWU PODZIEMNEGO
NA PODSTAWIE STOSUNKU MOKRADEŁ DO RZEŻBY TERENU

W granicach pola wydowego dla określenia rzędnych zwierciadła wody podziemnej, z uwagi na małą liczbę studni i wierceń, wykorzystano rzędne mokradeł. W ich obrębie głębokości do wody wahają się przeważnie od 0,5 do 1,0 m. Mokradła występują w różnych częściach pola wydowego i zajmują zagłębienia w powierzchniach teras, stanowiących podłoże wydym. Duża miąższość łatwo przepuszczalnych utworów piaszczystych, przy sporadycznym udziale warstw o małej przepuszczalności, usprawiedliwia przyjęte założenie, że rzędne mokradeł są przybliżonym wskaźnikiem poziomu występowania wody podziemnej. W znacznym stopniu ułatwiło to wykreślenie profili zwierciadła wody podziemnej i schematycznej mapy hydroizohips, zamieszczonych w dalszej części opracowania. Dokładniejsza analiza rzędnych mokradeł na mapie topograficznej w skali 1:10 000 pozwoliła stwierdzić, że na podstawie usytuowania mokradeł w stosunku do rzeźby terenu możliwe jest przybliżone określenie kierunku spływu podziemnego, co wyjaśniono na rycinie 9.

Większe powierzchnie mokradeł są często przecięte poziomicami, a więc wykazują pewne nachylenie. W tym przypadku wody podziemne odpływają zgodnie ze spadkiem powierzchni mokradła (ryc. 9a). W małych zagłębieniach terenowych granice podmokłości pokrywają się na ogół z dnem zagłębienia. Na podstawie mapy topograficznej o małym cięciu poziomicowym można stwierdzić, że często fragment mokradła wkracza na stoki zagłębienia, co świadczy o kierunku dopływu wody podziemnej (ryc. 9b). W obrębie pola wydowego dna sąsiednich, podmokłych obniżen terenowych w wielu przypadkach leżą na różnej wysokości i często oddzielone są od siebie wałem wydowym. Występowanie podziemnego wododziału pod wydumą, jak wykazano wcześniej, jest zjawiskiem sporadycznym. Można więc przyjąć, że wydma nie stanowi przeszkody na drodze spływu podziemnego z zagłębienia leżącego wyżej do położonego niżej (ryc. 9c).



Ryc. 9. Sposoby określania kierunku spływu podziemnego w obszarach przepuszczalnych na podstawie stosunku mokradeł do rzeźby terenu

a – duże mokradło, b – małe zagłębienie, c – zespół zagłębień o dnach położonych na różnych wysokościach, d – zespół zagłębień o dnach położonych na jednakowej wysokości; 1 – mokradła, 2 – poziomice, 3 – linie profili topograficznych, 4 – kierunek spływu podziemnego, 5 – oznaczenie mokradeł (m) i suchych zagłębień (s) na profilach

Fig. 9. Methods of the designation of the directions of underground runoff in the permeable areas on the basis of the relation of marshes to the relief

a – big marsh, b – small kettle, c – complex of kettles with bottoms lying on different levels, d – complex of kettles with bottoms lying on the same level; 1 – marshes, 2 – contour lines, 3 – lines of topographical profiles, 4 – direction of underground runoff, 5 – symbols of marshes (m) and dry kettles (s) on profiles

Podobna sytuacja występuje w przypadku dwóch zagłębień o dnach położonych na jednakowej wysokości, z których jedno zajmuje mokradło, a drugie jest suche. W tych warunkach zwierciadło wody podziemnej obniża się w kierunku zagłębienia suchego (ryc. 9d).

Analiza stosunku mokradeł do rzeźby terenu wykazała, że w granicach pola wydrmowego dominuje północny i północno-zachodni kierunek spływu podziemnego. Jest to zgodne z rozmieszczeniem i spadkiem poziomów terasowych.

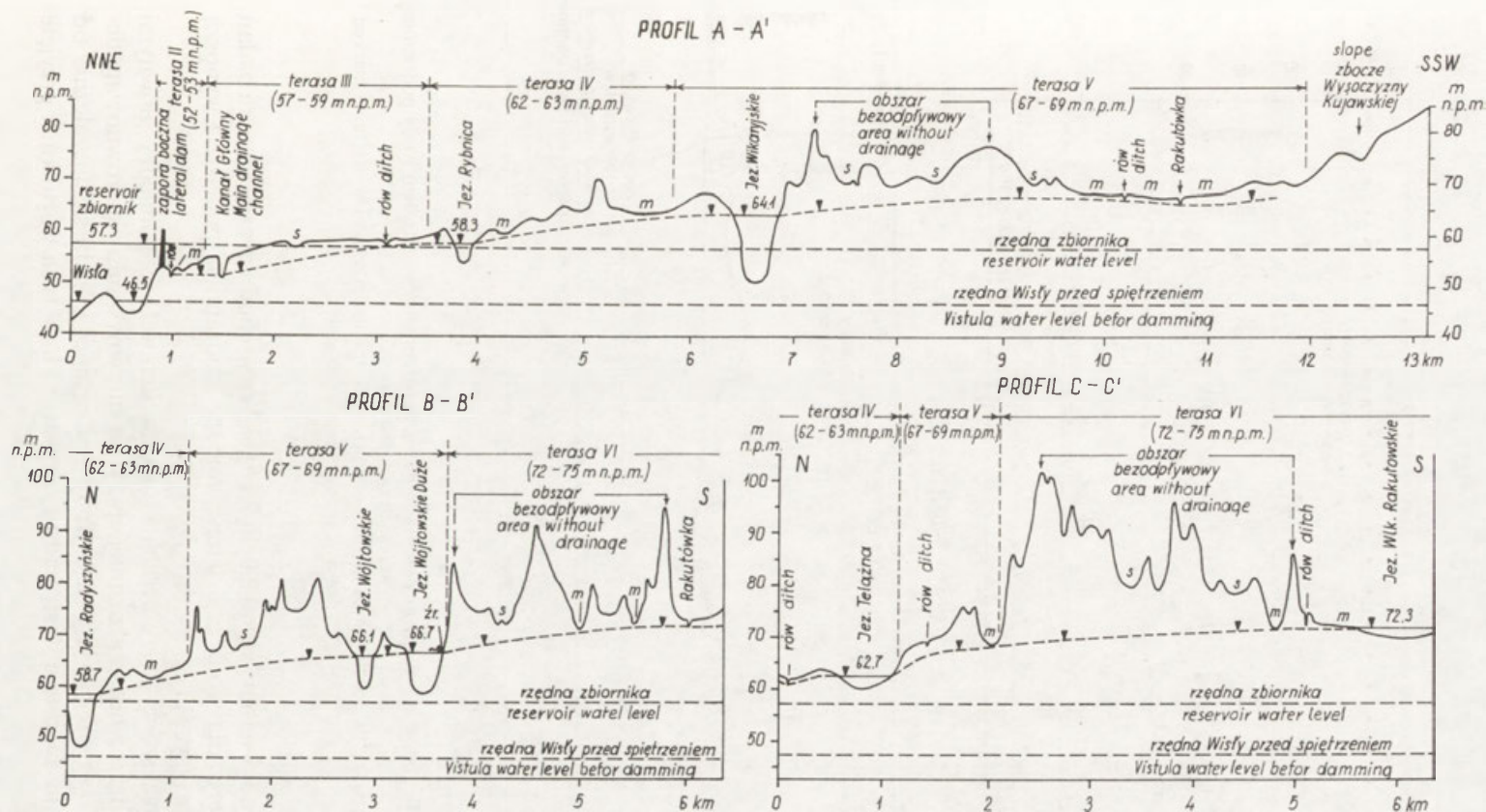
STOSUNEK WODODZIAŁÓW POWIERZCHNIOWYCH DO PODZIEMNYCH

Głównymi liniami drenażu wód podziemnych na badanym odcinku pradoliny jest Kanał Główny, a w części północno-wschodniej — zbiornik wodny na Wiśle (ryc. 1). W obrębie pola wydrmowego wody podziemne są drenowane przez dwa ciągi rynien jeziornych, południową zaś część pradoliny odwadnia Rakutówka.

Podstawowym problemem jest ustalenie położenia podziemnego wododziału w granicach pola wydrmowego i jego stosunku do rzeźby terenu. S. Lencewicz (1957) stwierdził, że na badanym obszarze wydmy wpływają tylko lokalnie na kierunki spływu podziemnego, ale nie rządzą rozkładem podziemnych wododziałów. Ich usytuowanie wiąże z budową geologiczną podłoża, to jest z występowaniem antyklin zbudowanych z ilów plioceńskich. Według S. Lencewicza powodują one zmianę kierunku biegu Zuzanki (w rejonie Murska) i Rudy (poniżej jez. Gościąg). O oddziaływaniu antykliny ma również świadczyć hydrograficzny związek jezior Świąte i Łąkie z dorzeczem Zuzanki, mimo położenia ich w sąsiedztwie Rudy (ryc. 1). Dotychczasowe głębokie wiercenia geologiczne nie potwierdzają tej opinii. W granicach pola wydrmowego miąższość utworów czwartorzędowych wynosi co najmniej 30 m, a ich podłoże nie wykazuje istotnych deniwelacji (Głazik 1978). Brak więc podstaw do przyjęcia geologicznego charakteru podziemnych wododziałów.

W celu wyjaśnienia problemu podziemnych działów wodnych wykreślono pięć profili topograficznych przez obszar wydmy (lokalizacja — na ryc. 1), z zaznaczonym zwierciadłem wody podziemnej (ryc. 10 i 11). Rzędne zwierciadła wody ustalono na podstawie nielicznych studni i wierceń oraz mokradeł.

Z rysunków wynika, że w granicach pola wydrmowego układ zwierciadła wody podziemnej jest typowy dla „równowagi depresyjnej”, co potwierdza pogląd H. Więckowskiej (1957), że „Równowaga depresyjna ... występuje zapewne w miąższych warstwach łatwo przepuszczalnych gruntów, przy znacznych deniwelacjach odbiorników ...” (s. 713). Na badanym obszarze zwierciadło wody podziemnej zalega w utworach terasowych, przeważnie na głębokości kilku metrów poniżej spągu wydmy i wykazuje duże nachylenie w kierunku północnym. W profilu B — B' (ryc. 10), pomiędzy Rakutówką a Jeziorem Wójtowskim Dużym, poziom wody podziemnej na przestrzeni 2,3 km obniża się aż o 8,0 m, co daje spadek 3,5⁰/₀₀. Na odcinku Jezioro Wójtowskie — Jezioro Radyszyńskie spadek zwierciadła wody wynosi 3,0⁰/₀₀. W profilu A — A', na linii Jezioro Wikaryjskie — jezioro Rybnica, oraz w profilu C — C', pomiędzy Rakutówką a jeziorem



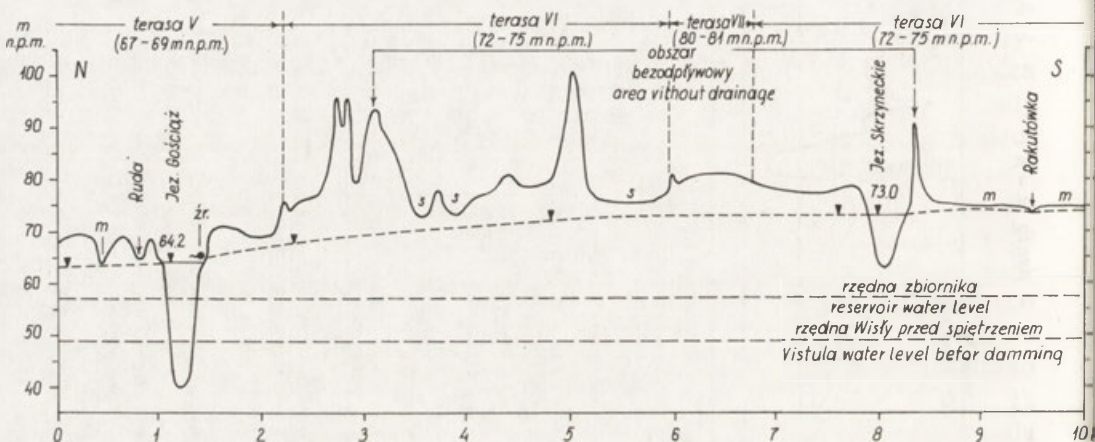
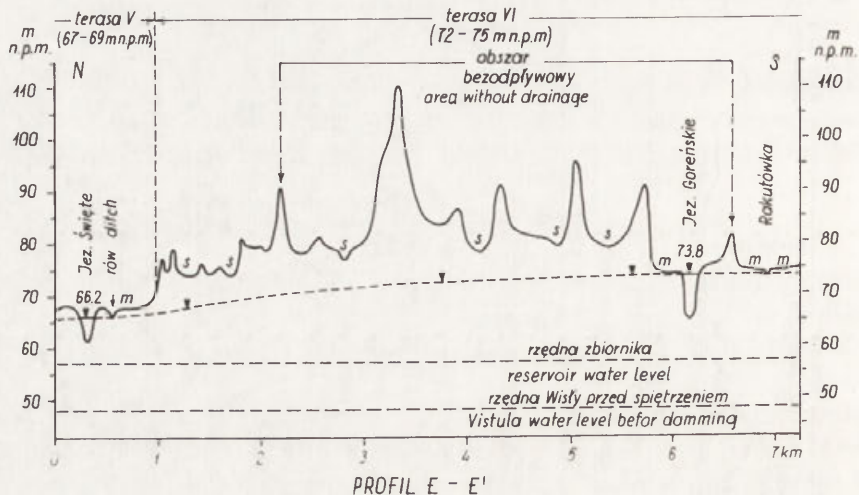
Ryc. 10. Profile topograficzne przez pole wydmore z naniesionym zwierciadłem wody podziemnej (lokalizacja — na ryc. 1)

m — mokradła, s — suche zagłębienia, źr — źródła

Fig. 10. Topographic profiles through the dune field with the underground water table marked (location in Fig. 1)

Letter symbols: m — marshes, s — dry kettles, źr — sources

PROFIL D - D'



Ryc. 11. Profile topograficzne przez pole wydymowe z naniesionym zwierciadłem wody podziemnej (lokalizacja na ryc. 1, oznaczenia literowe jak na ryc. 10)

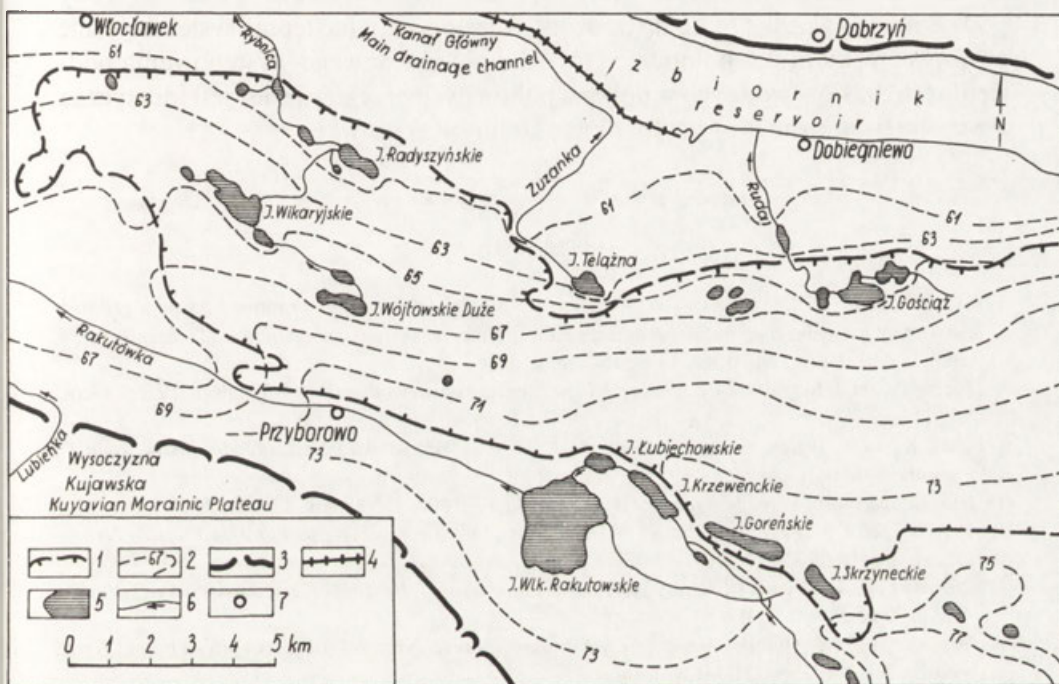
Fig. 11. Topographic profiles through the dune field with the underground water table marked (location in Fig. 1, letter symbols see Fig. 10)

Telazna, spadki wahają się od 2,0 do 2,1 ‰. We wschodniej części terenu badań spadki zwierciadła wody podziemnej między jeziorami są mniejsze i wynoszą około 1,3 ‰ (ryc. 11).

Duże miąższości strefy aeracji i znaczne deniwelacje pomiędzy głównymi liniami drenażu wody podziemnej sprzyjają utrzymywaniu się „równowagi depresyjnej”, w której zwierciadło wody podziemnej układa się niezależnie od rzeźby terenu. Dobitnie ilustrują to ryciny 10 i 11. W tych warunkach przyjęte

w *Instrukcji opracowania mapy hydrograficznej Polski* (1964) kryteria wydzielania hydrologicznych działów wodnych w obszarach bezodpływowych, do których zaliczane są tereny zwydmione, nie mogą być stosowane w odniesieniu do badanego obszaru. Prawdopodobnie dotyczy to również innych, wielkich pól wydmyowych usytuowanych na terasach pradolin.

Z profili topograficznych (ryc. 10 i 11) oraz schematycznej mapy hydroizohips (ryc. 12) wynika, że najmniejsze spadki zwierciadła wody podziemnej występują wzdłuż południowej granicy pola wydmyowego, w sąsiedztwie doliny Rakutówki. W dolnym biegu rzeki głębiej wcięte koryto wyraźnie drenuje wody podziemne od strony pola wydmyowego (ryc. 10 — profil A — A'). Występuje tu podziemny dział wodny, który oddziela dorzecze Rakutówki od zlewni Jeziora Wikaryjskiego (dorzecze Rybnicy). Dział ten wyraźnie zaznacza się w zachodniej części pola wydmyowego — na zachód od wsi Przyborowo (ryc. 12).



Ryc. 12. Schematyczna mapa hydroizohips pola wydmyowego

1 — granice pola wydmyowego, 2 — hydroizohipsy, 3 — krawędzie wysoczyzn morenowych, 4 — zapora boczna, 5 — jeziora, 6 — ciekły główne, 7 — miejscowości

Fig. 12. Schematic map of hydroisohyps of the dune field

1 — boundaries of the dune field, 2 — hydroisohyps, 3 — morainic plateau edges, 4 — lateral dam, 5 — lakes, 6 — main streams, 7 — localities

We wschodniej części obszaru badań istnienie podziemnego wododziału pomiędzy dorzeczem Rakutówki i położonymi na północy ciągami rynien jeziornych jest problematyczne. W wyniku słabego drenażu wód przez koryto rzeki możliwy jest podziemny odpływ w kierunku północnym. Prawdopodobnie występuje to

w okresach suchych, podczas których następuje spłaszczenie krzywej zwierciadła wody podziemnej. Z kolei w okresach wilgotnych intensywne zasilanie może doprowadzić do uwypuklenia zwierciadła wody i powstania podziemnego wododziału. Sprzyjają temu małe spadki zwierciadła wody podziemnej w południowej części pola wydowego. Do wyjaśnienia tego problemu niezbędne są niwelacyjne pomiary poziomu wody podziemnej w okresach suchych i wilgotnych.

Podobna sytuacja występuje w sąsiedztwie głęboko wciętych rynien jeziornych. Biegają one prostopadle do kierunku spływu podziemnego i zasilane są wodami podziemnymi napływającymi od strony południowej. Świadczą o tym wypływy wody podziemnej wzdłuż południowych zboczy rynien (ryc. 10 – profil B–B', ryc. 11 – profil E–E'). Występowanie źródeł uwarunkowane jest prawdopodobnie lokalnym zaleganiem warstw gruntu o mniejszej przepuszczalności. Wypływów wody podziemnej nie stwierdzono na północnych stokach rynien. Z mapy hydroizohips i przekrojów topograficznych wynika, że poziom wody podziemnej nawiązuje tu do lustra wody w jeziorach, a następnie systematycznie obniża się w kierunku północnym. Możliwość okresowego występowania podziemnych działów wodnych w pobliżu północnych brzegów jezior jest identyczna z wcześniej omówionym przypadkiem doliny Rakutowki.

LITERATURA

- Dmitriew E.A., 1978, *O niekórych osobiennostrych kolebaniya urowniya gruntowych wod w pribrieżnoj zonie ozierninskogo wodochraniliszcza*, [w:] *Kompleksnyje issledowanija wodochraniliszcza*, 4, Izd. Mosk. Uniw., Moskwa, 149–154.
- Fąferek B., 1960, *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Przegl. Geol., 2, 84–89.
- Głazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2–3.
- Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski 1:50 000*, 1964, Dok. Geogr. 3.
- Keller H., 1899, *Memel-, Pregel- und Weichselstrom, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse*, III, Berlin.
- Kobendza J., Kobendza R., 1958, *Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, I, PWN, Warszawa, 95–170.
- Kowalska A., 1968, *Obszary bezodpływowe środkowej części Niżu Polskiego*, rozprawa habil., Wyd. Biol. i Nauk o Ziemi, UMCS, Lublin.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace PIG, 2, 2, 67–220.
- 1957, *Jeziora Gostyńskie*, [w:] *Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski*, PWN, Warszawa, 333–378.
- Lewiński J., 1924, *Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem*, Spraw. PIG, 2, 3–4, 497–549.
- Łyczewska J., 1960, *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich*, Z badań czwartorzędu w Polsce, 9, Biul. Inst. Geol., 150, 245–258.
- Mojski J.E., 1960, *Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, Kwart. Geol., 4, 4, 1025–1038.
- Musierowicz A., 1956, *Gleboznawstwo ogólne*, PWRiL, Warszawa.
- Prusinkiewicz Z., 1969, *Gleby wydym śródlądowych w Polsce*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu PTGeol.*, Konin 21–23 sierpnia, 117–144.

- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Z badań czwartorzędu w Polsce, 12, Biul. Inst. Geol., 220, 175–258.
- Urbaniak U., 1962, *Struktura wydmy w Gorenium Dużym*, Przegl. Geogr., 34, 4, 749–758.
- 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geogr. IG PAN, 61.
- Urbaniak-Biernacka U., 1972, *Obserwacje hydrogeologiczne w wydmach Puszczy Kampinoskiej*, Przegl. Geogr., 44, 4, 731–743.
- Więckowska H., 1957, *Związek działów wód podziemnych z rzeźbą, budową geologiczną i klimatem oraz ich strefowość*, Przegl. Geogr., 29, 4, 705–718.
- 1960, *Strefowość geograficzna pierwszego horyzontu wód podziemnych*, Przegl. Geogr., 32, 1–2, 35–61.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 119.

SELECTED HYDROGRAPHICAL PROBLEMS OF DUNE-COVERED AREAS OF THE VISTULA PRADOLINA ILLUSTRATED BY THE EXAMPLE OF THE WEST PART OF PŁOCK BASIN

Summary

The problem of dune-covered areas is engaging a little deal of attention in hydrological monographs. It arises from the modest hydrography and the insufficient number of observation stations to study underground- and surface waters. On hydrographical maps these areas are often distinguished as the areas without runoff, i.e. the complex of small kettles without the possibility of surface outflow of meteoric waters.

This paper presents the influence of relief and geological structure of the dune-covered areas of the Vistula pradolina upon the distribution and differentiation of the surface waters phenomena and the pattern of the underground water table. The studied dune field (Fig. 1) is situated on sandy-gravelly terrace-levels of Vistula. Dune sands and terrace sands belong to the easily-permeable formations. Wooded dune slopes don't show the signs of the surface runoff. The evapotranspiration and infiltration (underground outflow) are dominant processes here.

Under the precipitation régime of Polish Lowland, characterized by a low intensity of torrential rains, the dune-covered areas absorb all rain waters leaving no surpluses for the surface runoff (Kowalska 1968). Then from the very notion 'permeable area' arises the fact that the area is devoid of the surface runoff irrespective of whether the form is concaved, flat or convexed (dune). Thus the elimination of kettles on the dune-covered terraces of pradolinas is of little hydrological importance. Exclusively the thicknesses of the aeration zone, the gradients of the underground water level and the directions of the underground runoff are important for the water circulation. These factors regulate the relationships between the evaporation, retention and underground outflow. They decide also the existence of surface waters, of the pattern of underground watersheds and of land utilization.

The condition of the occurrence of surface waters phenomena in the permeable area is their stable or periodical connection with underground waters. The subglacial channels and permanent streams with the discharge increasing downstream are systematically supplied by underground waters. The same refers to marshes which can be found under conditions of the shallow underground water and the possibility of its capillary infiltration. The part of permanent streams may be devoid of the hydraulic connection with underground waters in some segments (the decrease of the discharge of water in the bed) or at full length (the allochthonous stream). Periodical streams are supplied only with the normal and high underground water levels. The important changes of the existence and character of the underground waters took place in the study area in the last century. It was due to the lowering of the underground water level (the draining meliorations, the liquidation of water mills, the construction of underground water intakes).

A very important problem connected with the dune fields is the designation of hydrological

(underground) watersheds of the catchment area. Because of the small number of dug wells and borings the methods of designation of the underground watersheds are grounded as a general rule on the assumption of a correlation between the pattern of the underground water table and the relief. In the case of the dune fields, existing on the floor of pradolina, this correlation is not univocal and in the scientific literature the antithetic opinions are represented. In order to explain the problem measurements of the underground water table were carried out in a few hydrogeological levelled cross-sections through the dunes and their nearest surroundings (Figs 2, 4, 5, 6, 8). The measurements were carried out with different water levels in the dug wells, piezometres and on the water gauges installed on ditches.

The researches proved that the influence of the dunes on the distribution of underground watersheds depends on the local lithological conditions, the gradients of the underground water table, the thickness of the aeration zone, the hydrographical relations in the surroundings of the dune and the present hydrometeorological situation. The underground water table may become independent from the topography under the circumstances of the high filtration coefficients of the water-yielding stratum and the high gradients of the water table, the deep water level (the capillary infiltration doesn't reach the earth-surface — there is no possibility of the evaporation) and the modest supply or periodical lack of supply. It was found that in dry periods the dunes don't influence the direction of the underground runoff. The underground watershed under the dune was observed only in the period of the intensive supply of the water yielding stratum by rain waters or melt waters. The underground watershed existing under the dune was not of a stable character anywhere. It was disappearing as the underground water table was lowering.

On account of a small number of dug wells it was assumed that marshes are indicators of underground water level in the study area. It was found that on the basis of an analysis of the location of the marshes on the topographic map 1:10 000 the approximate designation of the direction of the underground runoff is possible (Fig. 9). This made easier to draft the underground water table (Fig. 10, 11) and the schematic map of hydroisohyps (Fig. 12). In this connection it is possible to come to the conclusion that the North-West direction of the underground runoff, consistent with the distribution of terraces and with their inclination, dominates in the study area. The considerable thicknesses of the aeration zone and high vertical intervals between the main dredging lines cause that the arrangement of the underground water table is in general irrespective of the relief of the dune field.

Translated by Dorota Szupryczyńska-Gembala

НЕКОТОРЫЕ ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ДЮННЫХ ОБЛАСТЕЙ ПРАДОЛИНЫ ВИСЛЫ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПЛОЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

Резюме

В гидрологических исследованиях мало внимания уделяется дюнным областям. Это является результатом бедной гидрографической сети и недостаточного количества наблюдательных постов, изучающих поверхностные и подземные воды. На гидрографических картах подобные территории чаще всего обозначены как бессточные области, т.е. комплексы замкнутых западин, не имеющих поверхностного стока дождевых и талых вод.

В данной работе представлено влияние рельефа и геологического строения дюнных областей прadolины Вислы на расположение и дифференциацию поверхностных водных явлений, а также на рельеф зеркала подземной воды. Исследуемый участок дюн (рис. 1) находится на песчано-гравийных террасных горизонтах Вислы. Дюнные и террасные пески являются образованиями хорошо проницаемыми. Покрытые лесом склоны дюн не имеют следов поверхностного стока. Преобладающими гидрологическими процессами являются здесь эвапотранспирация и впитывание (подземный сток).

Атмосферные осадки польской низменности отличаются малой интенсивностью ливневых дождей; в таких условиях дюнные области поглощают все осадки, не оставляя излишков на поверхностный сток (Kowalska 1968). Тем самым само понятие „проницаемая

область" предполагает её поверхностную бессточность, независимо от того, какой она формы — вогнутая, плоская или выпуклая (дюна). Поэтому выделение бессточных западин на дюнных террасах прадолин не имеет большого гидрологического значения. Существенны для водообмена только мощность зоны аэрации, уклоны зеркала подземной воды и направления подземного стока. Эти факторы регулируют пропорции между испарением, водозадерживающую способностью бассейна и подземным стоком. Они же определяют и появление поверхностных вод, прохождение подземных водоразделов и использование грунтов.

Условием существования поверхностных вод на проницаемых областях является их постоянная или периодическая связь с подземными водами. Озерные ложбины, а также те постоянные водотоки, расход которых растёт вместе с течением реки, питаются подземными водами. Это касается и болот, условием существования которых является неглубокое залегание подземной воды и возможность капиллярного поднятия её уровня. Часть постоянных водотоков может не иметь гидравлической связи с подземными водами на некоторых отрезках (спад расхода в русле) или по всей длине (аллохтонные водотоки). Периодические водотоки питаются только при нормальных и высоких уровнях подземной воды. На исследуемой территории в течение последнего столетия произошли серьёзные изменения в существовании и характере поверхностных вод; эти изменения были вызваны понижением уровня подземной воды (осушающая мелиорация, ликвидация водяных мельниц, сооружение подземных водозаборов).

В области дюнных полей важной проблемой является определение гидрологических (подземных) водоразделов водосборных бассейнов. Ввиду малого количества колодцев и скважин методы установления водоразделов обычно основаны на предположении, что формы зеркала подземной воды и рельефа местности совпадают. В случае дюнных полей, наблюдаемых на дне прадолин, эта зависимость не так однозначна, а в научной литературе встречаются противоположные точки зрения. В целях выяснения этой проблемы были проведены измерения зеркала подземной воды в нескольких нивелированных гидрогеологических разрезах, охватывающих дюны и их ближайшее окружение (рис. 2, 4, 5, 6, 8). Измерения проводились при разных уровнях воды в колодцах, пьезометрах и водомерных постах, установленных в канавах.

Исследования показали, что влияние дюн на размещение подземных водоразделов зависит от местных литологических условий, уклонов зеркала подземной воды, мощности зоны аэрации, гидрографических соотношений в окружении дюны, а также гидрометеорологической ситуации в данный момент. Независимости зеркала подземной воды от топографии местности способствуют: высокие коэффициенты фильтрации водоносного слоя и уклоны зеркала воды, глубокое нахождение уровня воды (капиллярное поднятие воды не достигает поверхности почвы — невозможно испарение воды), а также незначительное питание или его периодическое отсутствие. Установлено, что в сухие периоды дюны не влияют на направление подземного стока. Появление подземного водораздела под дюной наблюдалось только в период повышенного питания водоносного слоя дождевыми или талыми водами. Подземный водораздел под дюной нигде не имел постоянного характера и исчезал по мере понижения зеркала подземной воды.

Ввиду малого количества колодцев было допущено предположение, что на исследуемой территории (проницаемая область) показателем уровня подземной воды являются болота. Установлено, что на основании анализа расположения болот на топографической карте 1:10 000 по отношению к рельефу местности можно приблизительно определить направление подземного стока (рис. 9). Это облегчило задачу по определению профилей зеркала подземной воды (рис. 10, 11) и созданию схематической карты гидроизогипс (рис. 12). Из этих схем следует, что на исследуемой территории преобладает северо-западное направление подземного стока, что соответствует расположению и склону террас. Значительные мощности зоны аэрации и большие денивеляции между главными линиями дренажа вод являются причиной того, что зеркало подземной воды в основном складывается независимо от рельефа дюнного поля.

Перевел Петр Козаржевский

**WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA**

Bibliografia geografii polskiej 1984, 1990, s. 467, zł 4000,—

Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1986, 1987, 1988, s. 134, zł 300,—

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce,

zeszyt 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1 s. 109, cz. 2 tab. 220, zł 3500,—**

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Krêt, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—; t. 2, Mapy XVIII wieku. Oprac.

T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb, (w druku).

Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers:

- 1 — **Restructuring of economies and regional development, Warszawa 1988, s. 156.**
- 2 — **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, Warszawa 1988, s. 184.**
- 3 — **The state, modes of production and world political map, Warszawa 1989, s. 186.**
- 4 — **Problemy współczesnej topoklimatologii (Problems of contemporary topoclimatology), Warszawa 1990, s. 226, zł 1500,—**
- 5 — **Agricultural classifications. A review of methodology, Warszawa 1990, s. 69, zł 1000,—**
- 6 — **Global change regional research centres, Warszawa 1990, s. 181, zł 2000,—**
- 7 — **The impact of urbanization upon rural areas, Warszawa 1990, s. 272, zł 3000,—**
- 8 — **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, Warszawa 1990, s. 322, zł 4000,—**
- 9 — **Przestrzenne problemy zdrowotności, s.322, zł 4000,—**
- 10 — **Evolution of population and economic activities in urban regions, s. 168, zł 4000,—**

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1990

- 1 A. KOTARBA (red.) — Współczesne procesy morfogenetyczne w Polsce. Wybrane zagadnienia, s. 84, zł 2700,—
- 2-3 B. LUCHTER — Przestrzenne związki użytkowania ziemi w Krakowie, s. 90, zł 3600,—
- 4 M. KUCZMARSKI — Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii, s. 70, zł 2400,—
- 5-6 M. DEGÓRSKI — Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej (ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficzných właściwości gleb), s. 206, zł 6500,—

1991

- 1 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA (red.) — Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. II, s. 83, zł 6500,—
- 2 M. KLIMASZEWSKI — Progi strukturalne — paralele geomorfologiczne, s. 60, zł 5000,—
- 3-4 Z. RYKIEL (red.) — Studia z geografii społecznej, s. 131, zł 13000,—
- 5 P. SZELIGA — Międzynarodowa zależność gospodarcza w świetle ujęć komplementarnych (w druku)
- 6 M. ROŚCISZEWSKI (red.) — Zmiany w światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej (w druku)

1992

- 1 M. BANACH, R. GLAZIK — Zbiornik Włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej, s. 69
- 2 R. PRZYBYŁAK — Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-1983 (w druku)
- 3 E. NOWOSIELSKA — Teoria Christallera — prawda i mity (w sprawie nieporozumień pojęciowych) (w druku)