

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PL ISSN-0033-2143

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK

Tom LVII, zeszyt 4

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK
Zakład Geografii i Gospodarki Przestrzennej
00-900 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE

WARSZAWA 1985

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

ПОЛЬСКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР
POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW
REVUE POLONAISE DE GEOGRAPHIE

KWARTALNIK

Tom LVII, zeszyt 1

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK
ul. Żwirki i Wigury 13
00-678 Warszawa
Kartki Geograficzne
Czwarty Świat Nr 72

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1985

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny Jerzy Kostrowicki, *zastępca redaktora naczelnego* Antoni Kukliński, *członkowie*: Jerzy Kondracki, Stanisław Leszczycki, Janusz Paszyński, Leszek Starkel, Andrzej Wróbel
sekretarze redakcji: Maciej Jakubowski, Ludmiła Kwiatkowska

**Adres Redakcji: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30
tel. 26-41-15**

| | |
|---------------------------------------|------------------------------------|
| Nakład 1630 + 110 | Oddano do składania 3.IV.1985 r. |
| Ark. wyd. 24,50, druk. 18,5 + wkleiki | Podpisano do druku w marcu 1986 r. |
| Zam. nr 199/85 P-45 | Druk ukończono w kwietniu 1986 r. |

WARSZAWSKA DRUKARNIA NAUKOWA, WARSZAWA, UL. ŚNIADECKICH 8.

JAN SZUPRYCZYŃSKI

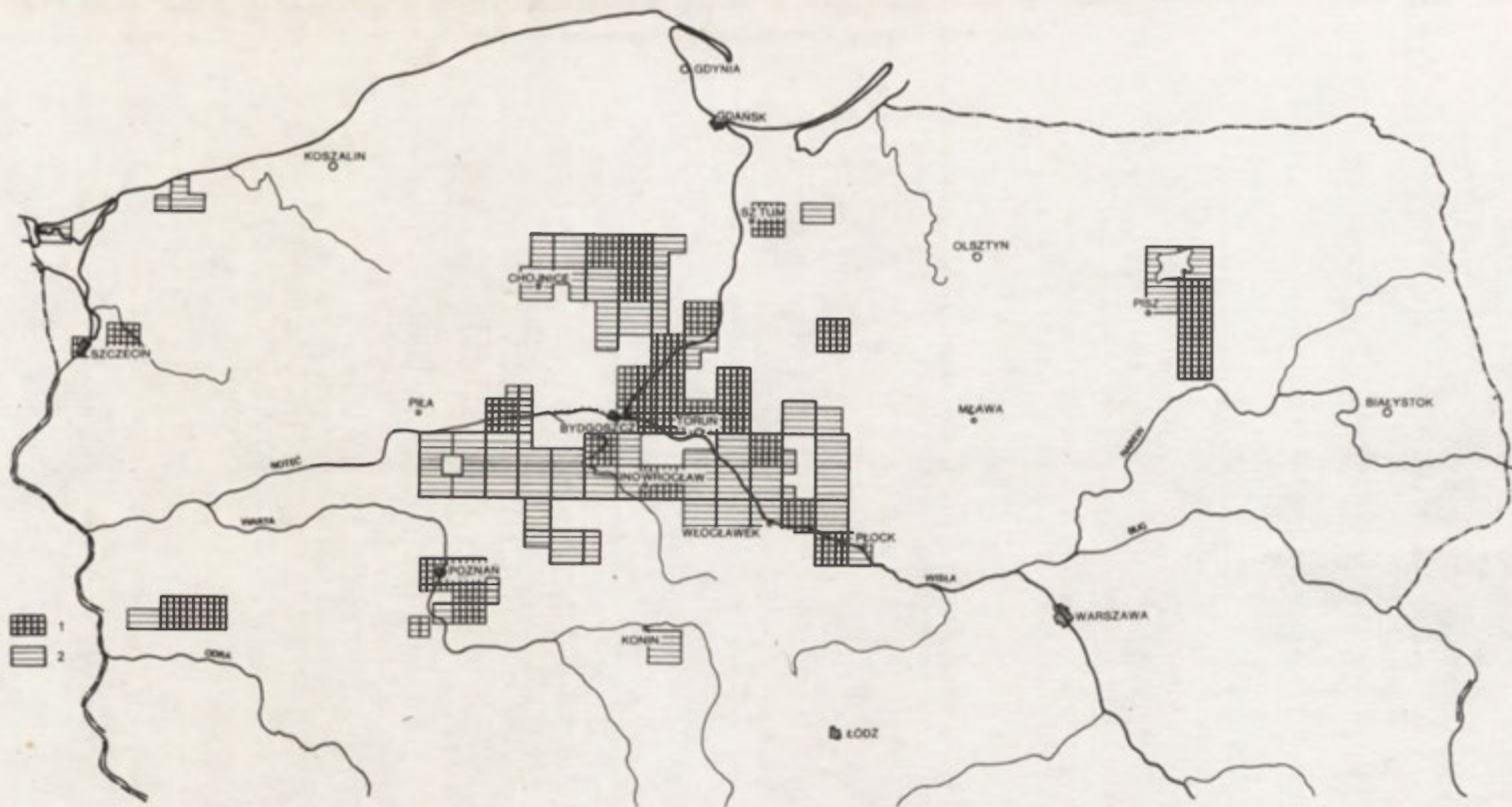
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN 1953—1983

Krótkie sprawozdanie z działalności Zakładu w latach 1953—1973 zostało opublikowane przed dziesięcioma laty (Szupryczyński 1974). Jest to dotąd jedyn: opublikowane sprawozdanie z działalności Zakładu. Założki organizacyjne Zakładu w Toruniu powstały w listopadzie 1953 r. W ramach powołanego w Instytucie Geografii PAN Zakładu Geografii Fizycznej powstały w Krakowie i Toruniu pracownie geomorfologii i hydrologii, zaś w Łodzi pracownia geomorfologii ogólnej. Organizatorem Pracowni Geomorfologii i Hydrografii Niżu i jej pierwszym kierownikiem był prof. Rajmund Galon. W 1961 r. pracownia zostaje przekształcona w Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu. Oprócz kierownika w tym czasie w Zakładzie zatrudnionych było 5 starszych asystentów (Józef Bączyk, Tadeusz Celmer, Mieczysław Libericki, Tadeusz Murawski i Jan Szupryczyński), 1 asystent techniczny (Edward Wiśniewski), 1 pracownik inżynierijno-techniczny (Lucjan Koc) i 1 pracownik administracyjny zatrudniony w niepełnym wymiarze godzin (Krysina Kalinowska). Począwszy od 1953 r. do 1960 rokrocznie przyjmowano jednego pracownika. Do 1968 r. zespół był stabilny, cały czas utrzymywał się liczba 9 pracowników.

Przez okres 15 lat Zakładem kierował prof. R. Galon (1953—1968). Głównym nurtem działalności w tym okresie było kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne (Galon 1954, 1961a, 1969; Celmer i Murawski 1957, Murawski 1961). Kartowanie prowadzili nie tylko pracownicy Zakładu, lecz również bardzo liczni współpracownicy z instytutów geograficznych w Poznaniu, Warszawie, Łodzi i Gdańsku. W kartowaniu terenowym uczestniczyli też liczni absolwenci geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika zatrudnieni w różnych instytucjach na obszarze Polski północnej. W niektórych sezonach etnicz, zwłaszcza w latach sześćdziesiątych, uczestniczyło w kartowaniu kilkadziesiąt osób. Kartowanie początkowo było finansowane wyłącznie przez Instytut Geografii PAN, później uzyskano również środki finansowe z Prezydium WRN w Bydgoszczy i Białymstoku. Z tych środków przeprowadzono kartowanie hydrograficzne na obszarach woj. bydgoskiego i białostockiego.

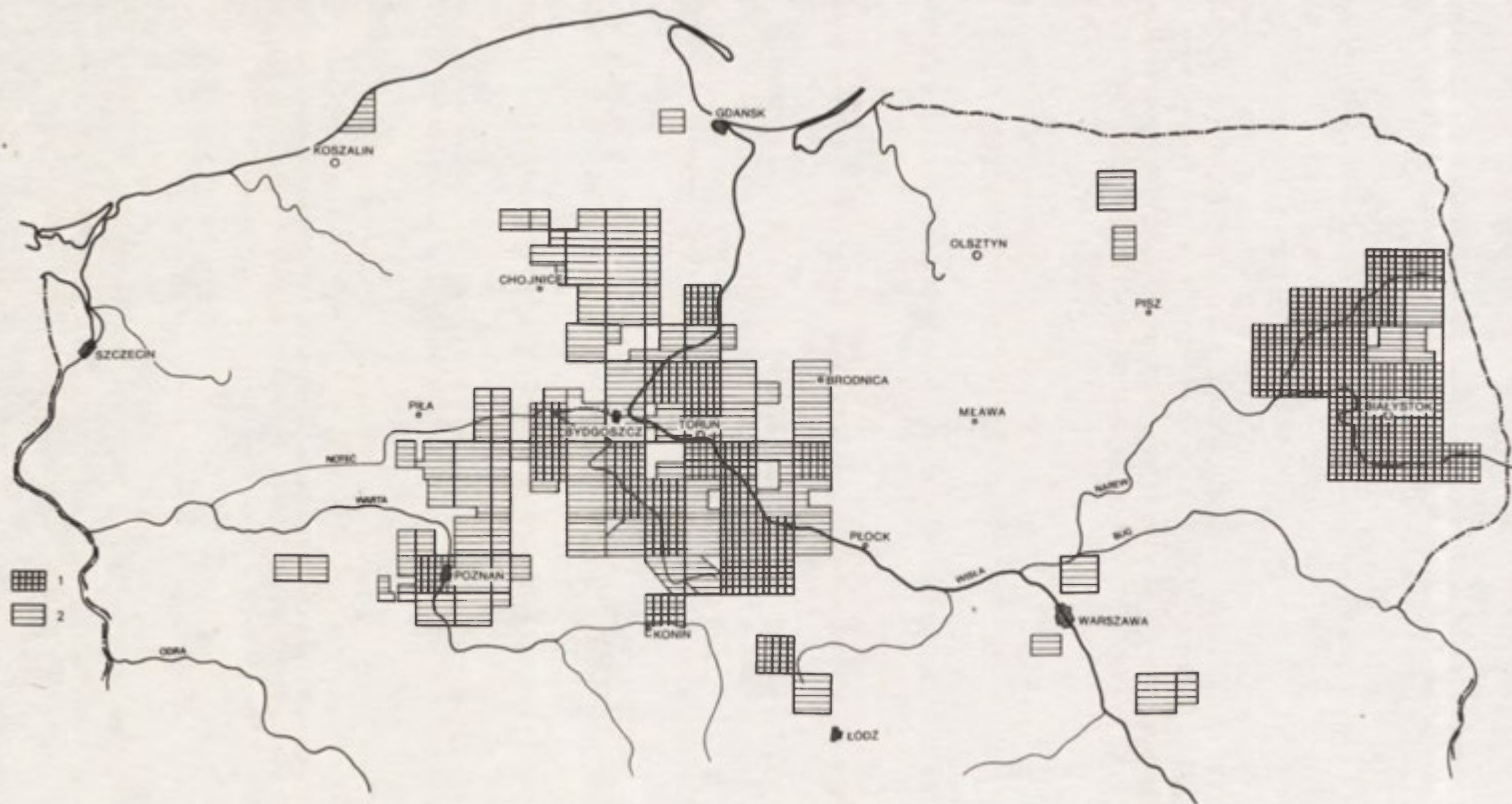
Zakład w Toruniu koordynował kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne Polski północnej. Koordynacja ta w dużym stopniu obciążała wszystkich pracowników Zakładu — byli oni zobowiązani do szkolenia nowych adeptów kartowania, kontrolnych wyjazdów konsultacyjnych, stałego uzupełniania legendy i instrukcji kartowania oraz przyjmowania materiałów z kartowania tj. brulionu mapy w skali 1:25 000 wraz z pełną dokumentacją, a także zestawienia materiałów z kartowania do druku oraz kontroli druku map. Pracownicy naukowcy do 1960 r. prowadzili również dość rozległą pracę finansowo-administracyjną (przygotowanie umów z kartującymi oraz dużą liczbą studentów biorących udział w pracach pomocniczych tj. kopaniu szurfów, wierceniach, pomiarach przepływu itp.). Wszyscy pracownicy naukowcy Zakładu prowadzili na Niżu Polskim własne kartowanie i prace problemowe (Szupryczyński 1974). Rezultaty kartowania terenowego jak na ówczesne warunki były znaczące, ale nie w pełni doceniane na krajowym gruncie geograficznym. Kartowanie geomorfologiczne prowadzone w Polsce, zarówno w Krakowie jak i w Toruniu było z uwagą śledzone przez zagraniczne ośrodki geograficzne. Do tego w poważnym stopniu przyczyniła się zorganizowana w 1962 r. w Polsce Konferencja Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG. Podkomisja ta była powołana w ramach Komisji Geomorfologii Stosowanej MUG, a jej długoletnim przewodniczącym był prof. M. Klimaszewski. W czasie wspomnianej konferencji zaprezentowano licznym zagranicznym geomorfologom wyniki i polskie metody kartowania. Konferencja ta była impulsem do podjęcia lub szerszego rozwinięcia kartowania geomorfologicznego w licznych państwach europejskich (Czechosłowacja, NRD, ZSRR, Holandia, Francja, Włochy, a później RFN). Liczna grupa młodych geomorfologów europejskich uczyła się w Polsce kartowania geomorfologicznego w czasie staży naukowych w Zakładach w Krakowie lub w Toruniu.

Prowadzone w Polsce północnej w latach 1954—1968 kartowanie geomorfologiczne objęło obszar 23 061 km². W terenie kartowano na podkładach topograficznych w skali 1:25 000. Drukiem wydano 29 arkuszy map w skali 1:50 000. Mapy te obejmują obszar 9 048 km² tj. 2,9% powierzchni Polski. Kilkadziesiąt rękopiśmiennych map geomorfologicznych już ponad 15 lat spoczywa w szafach archiwum Zakładu, w tym kilka arkuszy w pełni przygotowanych do druku. Wszystkie wydrukowane mapy geomorfologiczne posiadają klauzulę „do użytku służbowego”, dlatego nie mogły być przeznaczone do wymiany naukowej z zagranicą. Nie wysyłano ich nawet do instytutów geograficznych w państwach socjalistycznych. Za granicą znane są one tylko z małych wycinków opublikowanych w *Geographia Polonica* (Galon 1969). Z mapami tymi zapoznali się również geomorfolodzy odwiedzający Zakład w Toruniu. Niektóre opublikowane mapy były prezentowane przez R. Galona i J. Szupryczyńskiego na posiedzeniach Podkomisji, a potem Komisji Kartowania Geomorfologicznego MUG. Szerzej znana za granicą jest legenda szczegółowego kartowania (w skali 1:25 000) opublikowana w języku angielskim (*Instruction...* 1962).



Ryc. 1. Kartowanie geomorfologiczne Polski — Niż Polski.

1 — arkusze map geomorfologicznych w skali 1:50 000 wydane drukiem w latach 1958—1969; 2 — obszary skartowane w latach 1953—1969



Ryc. 2. Kartowanie hydrograficzne Polski — Niz Polski.

1 — arkusze map hydrograficznych w skali 1:50 000 wydane drukiem w latach 1958—1969; 2 — obszary skartowane w latach 1953—1969

Kartowanie geomorfologiczne miało duże znaczenie poznawcze, zmuszało bowiem do bardzo wnikliwych badań terenowych i zarejestrowania wszystkich występujących w terenie dużych i małych form rzeźby (w skali mapy). Efektem kartowania miała być nie tylko rejestracja form rzeźby, lecz również odtworzenie rozwoju paleogeograficznego badanego obszaru. Rozwój rzeźby miał być omówiony w załączonych objaśnieniach do mapy geomorfologicznej. Niestety tych objaśnień wydanych drukiem w serii Dokumentacji Geograficznej IG PAN ukazało się bardzo mało. Doceniano znaczenie naukowe prowadzonego kartowania geomorfologicznego, ale mimo czynionych prób (Galon 1954, Roszkówna 1962, Starkel 1954) mapa ta nie uzyskała szerszego zastosowania w praktyce. Była jedynie w pełni wykorzystana w opracowaniach fizjograficznych tzw. wstępnych, które wykonywane były w skali 1:25 000 dla powiatów w byłych woj. bydgoskim, gdańskim i koszalińskim. Fizjografie wstępne były opracowaniami w pełni geograficznymi, bowiem podawały pełną i wszechstronną kompleksową charakterystykę środowiska geograficznego.

Kartowanie hydrograficzne prowadzono w Polsce według jednolitej instrukcji (Galon i inni 1954, Celmer i inni 1964) w przeciwieństwie do kartowania geomorfologicznego, które prowadzono według dwu różnych instrukcji wypracowanych w Zakładach w Krakowie i w Toruniu. Mapy hydrograficzne uzyskały dobrą ocenę praktyków i były dość szeroko przez nich wykorzystywane, szczególnie zaś przy opracowaniu perspektywicznych planów gospodarki wodnej dla niektórych województw w północnej Polsce. W Polsce północnej kartowanie hydrograficzne objęło obszar 28 613 km². Największe obszary skartowano w byłych województwach bydgoskim (70,6% powierzchni województwa) i białostockim (28,7%). Zakład w Toruniu w latach 1958 — 1969 wydał drukiem 41 arkuszy map hydrograficznych w skali 1:50 000 (*Wytyczne techniczne* 1983). Mapy te obejmują obszar około 13 tys. km². R. Galon był redaktorem naukowym 34 arkuszy, zaś J. Szupryczyński 7 arkuszy. Bardzo duże zasługi w zakresie kartowania hydrograficznego mają T. Cemer, autor kilku wydrukowanych map i niestrudzony propagator kartowania oraz L. Koc, redaktor techniczny ponad 30 wydrukowanych map hydrograficznych.

Zachęcające wyniki uzyskane w trakcie kartowania geomorfologicznego w poważnym stopniu wpłynęły na decyzję o organizacji VI Kongresu INQUA w Polsce. Organizacja tego dużego kongresu była poważnym wysiłkiem nie tylko dla sekretarza generalnego Kongresu prof. R. Galona, lecz również dla młodego zespołu pracowników naukowych Zakładu. Na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej i Wysoczyzny Dobrzyńskiej oraz w pradolinie Noteci przygotowano kilkanaście punktów do prezentacji w czasie wycieczek naukowych (*Guide — book...* 1961). Kierownikami jednodniowych wycieczek byli M. Lberacki, T. Murawski, J. Szupryczyński. Był to dla zespołu debiut w międzynarodowej imprezie naukowej. Na podstawie rozległych prac terenowych związanych z kartowaniem geomorfologicznym R. Galon przygotował do przewodnika Kongresu obszerną syntezę czwartorzędu Polski północnej (Galon 1961b).

Charakterystykę prac badawczych prowadzonych w latach 1954—1968 przedstawiono obszerniej w sprawozdaniu z działalności Zakładu w latach 1953—1973 (Szupryczyński 1974). Do niewątpliwych osiągnięć Zakładu w jego pierwszym okresie działalności do 1968 r. należało nawiązanie bliższych kontaktów naukowych z geografami w NRD (Szupryczyński 1966b) oraz ośrodkami geograficznymi w państwach skandynawskich. Poważnym osiągnięciem Zakładu w tym okresie było również zorganizowanie pod egidą Polskiego Towarzystwa Geograficznego wyprawy naukowej na Islandię. Kierownikiem tej niewielkiej, bo liczącej zaledwie 9 osób, wyprawy był R. Galon, a jego zastępcą J. Szupryczyński. W wyprawie brali udział geografowie z różnych ośrodków geograficznych Polski. Wyprawa ta przyniosła obfity plon naukowy, przedstawiony w języku angielskim w oddzielnym tomie *Geographia Polonica* (nr 26 — Warszawa 1973, 311 s.) i licznych innych publikacjach. W wyprawie tej uczestniczył bardzo doświadczony zespół naukowy. Ewementem tej wyprawy jest to, że aż czterech jej uczestników przygotowało prace habilitacyjne na podstawie badań przeprowadzonych na przedpolu lodowca i na lodowcu Skeidarar (M. Bogacki, Z. Churski, K. Klimek i G. Wójcik), a wyniki uzyskane i opublikowane przez dwóch innych jej uczestników były w poważnym stopniu podstawą do wystąpienia o nadanie tytułu profesora nadzwyczajnego (S. Kozarski i J. Szupryczyński). Wyniki tej wyprawy są dość szeroko znane za granicą i często cytowane.

Wcześniej, w sezonach letnich 1959 i 1969 r., J. Szupryczyński uczestniczył w polskich wyprawach na Spitsbergen, którymi kierował S. Siedlecki. Zdobycie u boku Siedleckiego doświadczenie pozwoliło na sprawne przygotowanie organizacyjne wyprawy na Islandię. Projekt tej wyprawy narodził się w Zakładzie w Toruniu w 1961 r., głównie w wyniku studiów prac S. Thörarinssona i E. M. Todtmann. W pierwotnych zamierzeniach miała to być wyłącznie wyprawa zespołu naukowego Zakładu. Niestety Instytut Geografii PAN, mimo życzliwego poparcia udzielonego przez ówczesnego dyrektora prof. S. Leszczyckiego, nie dysponował wystarczającymi środkami finansowymi na jej organizację. Dlatego w 1966 r. zwrócono się z wnioskiem do Zarządu Głównego Polskiego Towarzystwa Geograficznego o udzielenie poparcia tej inicjatywie. Zarząd Główny PTG zaakceptował przedstawiony program naukowy i organizacyjny lecz postawił warunek, aby w wyprawie uczestniczyli reprezentanci z różnych ośrodków geograficznych Polski. Dopiero wiosną 1968 r. zatwierdzono ostateczny skład wyprawy. Z Zakładu z Torunia w wyprawie wzięło udział tylko dwóch naukowców, a obok wyżej wymienionych jeszcze S. Jewtuchowicz i T. Konysz.

Obraz działalności Zakładu w tym pierwszym okresie byłby niepełny, gdyby nie wspomnieć o opracowaniach fizjograficznych wykonywanych na zlecenia Wojewódzkich Pracowni Urbanistycznych Prezydiiów Wojewódzkich Rad Narodowych w Bydgoszczy, Gdańsku i Koszalinie. Szczególnie ściśłą współpracę podjął Zakład z Wojewódzką Pracownią Urbanistyczną w Bydgoszczy. W Zakładzie wykonywano opracowania fizjograficzne tzw. ogólne w skalach od 1:1000 do 1:10 000, opracowania fizjograficzne wstępne w skalach 1:25 000 do 1:100 000 oraz bardzo dużo opinii fizjograficznych i opra-

cowań specjalistycznych. Wykonano około 70% opracowań fizjograficznych ogólnych dla miast i osiedli województwa bydgoskiego. Duże nasilenie badań stosowanych przypadło na lata 1962—1968 (Murawski 1966). W toku tych opracowań nie tylko wykonywano specjalistyczne mapy lecz również doskonalono metody opracowań fizjograficznych i przygotowano nowe instrukcje tych opracowań. Niektóre nowe rozwiązania metodyczne stosowano później w opracowaniach Geoprojektu. Nasilenie tych prac było tak duże, że nie zawahano się w 1969 r. nadać Zakładowi nową, ale dość archaiczną nazwę — Zakład Fizjografii Ziemi Polskich. Nazwy tej oficjalnie używano do końca 1975 r. i dopiero od 1 stycznia 1976 r. przywrócono tradycyjną, ale odpowiadającą w pełni profilowi jego działalności.

Po powrocie z wyprawy na Islandię odszedł po 15 latach pracy w IG PAN kierownik Zakładu R. Galon i kierownikiem został, od 1X 1968 r., J. Szupryczyński. W tym czasie rozpoczęły się w Instytucie ożywione dyskusje na temat struktury organizacyjnej Zakładu i profilu pracy badawczej. Zmiany, jakie zaszły w Instytucie jesienią 1968 r. i w ciągu 1969 r. głównie dotyczyły geografii fizycznej. Próbowano w tym czasie bliżej związać działalność naukową z praktyką. Zapanowała moda na badania stosowane i ścisłą współpracę z gospodarką narodową. To, co było ubocznym produktem działalności Zakładu, a mianowicie opracowania fizjograficzne, miało stać się przewodnim problemem badawczym. Nie byliśmy w zespole przekonani o słuszności tej decyzji, próbowaliśmy bronić nie tylko starej nazwy Zakładu lecz przede wszystkim zachowania tradycyjnego profilu badawczego z utrzymaniem kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego. W ciągu 1969 r. w ograniczonym zakresie prowadzono kartowanie, a nawet wydano drukiem 7 arkuszy mapy hydrograficznej i 1 arkusz mapy geomorfologicznej. Rok 1969 można uznać za przejściowy. Nowe przypisy prawno-finansowe przyjęte przez Polską Akademię Nauk uniemożliwiły przyjęcie zlecenia z Prezydów Wojewódzkich Rad Narodowych na dalsze opracowania fizjograficzne. Pozostała więc nowa nazwa Zakładu, a nadal poszukiwano właściwego programu badawczego, gdyż przekreślono kontynuowanie kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego.

Radykalna zmiana w profilu badawczym Zakładu nastąpiła w 1970 r., nastąpiły też zmiany kadrowe. Odeszli po wieloletniej pracy w Zakładzie: w 1968 r. T. Murawski (po 14 latach pracy), w 1970 r. J. Bączyk (10 lat pracy) i M. Liberacki (17 lat pracy), a w 1973 r. T. Celmer (18 lat pracy). Rozpadł się stary zespół, trzeba było na nowo kompletować kadrę. Przyjmowano do pracy młodych absolwentów kierunku geograficznego Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu. Zadanie to było o tyle ułatwione, że kierownik Zakładu w tym czasie prowadził wykłady w Instytucie Geografii UMK i miał możliwość poznania studentów wyższych lat studiów.

W końcu 1969 r. po wielu dyskusjach zdecydowano, aby poligonem badań Zakładu stał się zbiornik włocławski i jego otoczenie. Badania rozpoczęto w trakcie spiętrzania wód na Wiśle pod Włocławkiem, które rozpoczęło się w marcu 1969 r., a zakończyło w grudniu 1970 r. Do badań przystąpiono w najodpowiedniejszym momencie tj. w okresie przegradzania

Wisły stopniem i tworzenia się zbiornika. Celem podjętych badań było uzyskanie możliwie dużej liczby danych o wpływie zbudowanej pod Włocławkiem pierwszej kaskady na Wiśle na środowisko geograficzne najbliższego otoczenia powstałego zbiornika. W dolinie Wisły planowano budowę szeregu stopni wodnych i dlatego zakładaliśmy, że wejście z badaniami w rejon utworzonej zapory będzie miało duże znaczenie praktyczne, ponieważ każda ingerencja człowieka w środowisko naturalne wywołuje w nim wiele zmian.

W 1971 r. rozpoczęte w rejonie zbiornika badania zostały włączone do problemu resortowego PAN-7 pt. *Zmiany w środowisku geograficznym pod wpływem działalności człowieka*. W ramach grupy tematycznej 04 *Wpływ wielkich robót hydrotechnicznych na środowisko* realizowano 7 tematów z zakresu geomorfologii i hydrologii. Przede wszystkim badano wpływ zbiornika na zmianę stosunków wodnych w dolinie Wisły, ale tylko w najbliższym jego otoczeniu (R. Głazik — od II 1969). Później rozpoczęto badania dotyczące wpływu zbiornika na stosunki wodne w dolinie Wisły poniżej zapory (Z. Babiński — od I V 1971). Obserwowano rozwój form denudacyjnych na zboczu doliny Wisły pomiędzy Włocławkiem a Płockiem (M. Banach — od I VII 1969) oraz form erozyjnych na tym samym odcinku zbocza (E. Drozdowski — od II 1972). Prowadzono badania dotyczące rozwoju geomorfologicznego doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską (E. Wiśniewski — od I X 1970) oraz zmian koryta Wisły w okresie historycznym na tym samym odcinku pradoliny (L. Koc — od II 1970). Najpóźniej rozpoczęto obserwacje i badania dynamiki zjawisk lodowych w zbiorniku włocławskim (M. Grześ — od I IX 1973). Szczupłość kadry, która była zaangażowana przy realizacji tych badań, nie pozwoliła na szersze rozwinięcie badań hydrologicznych na zbiorniku, lecz zmusiła do skoncentrowania się na wybranych problemach. W 1975 r. zakończono pięć tematów badawczych, a ich efektem były 3 rozprawy doktorskie (Banach 1977, Głazik 1978, Grześ 1978) i 1 rozprawa habilitacyjna (Wiśniewski 1976). Wyniki uzyskanych badań zaprezentowano w kilkudziesięciu artykułach, notatkach naukowych i sprawozdaniach.

Początkowo zakładaliśmy, że badania w rejonie zbiornika włocławskiego będą prowadzone tylko do końca 1975 r. Przy konstrukcji planów badawczych na lata 1976—1980 doszliśmy jednak do wniosku, że rozpoczęte badania i obserwacje warto kontynuować, rozszerzyć zakres niektórych tematów i podjąć nowe zadania badawcze. Do 1980 r. prowadzono badania w ramach problemu węzłowego 10.2. w grupie tematycznej 09 — *Geograficzne podstawy gospodarowania zasobami przyrody*. W tym okresie przeprowadzono badania wód podziemnych w dolinie Wisły poniżej zbiornika wraz z charakterystyką ich występowania i dynamiki (R. Głazik) i badano współczesne procesy korytowe rzeki Wisły na odcinku Włocławek — Chełmno (Z. Babiński). Prowadzono obserwacje procesów hydrologicznych na zbiorniku włocławskim (M. Grześ i M. Banach) oraz rozpoczęto badania dynamiki brzegów zbiornika (M. Banach). Badania geomorfologiczne w dolinie Wisły rozszerzono po Kotlinę Warszawską (E. Wiśniewski) i podjęto badania procesów fluwialnych w dolinie Zgłowiączki (L. Andrzejewski). Efektem tych

prac były dwie dalsze rozprawy doktorskie (Babiński 1982, Andrzejewski 1984).

Badania na zbiorniku wrocławskim i w jego otoczeniu są prowadzone obecnie w ramach problemu międzyresortowego I/25 *Przemiany środowiska geograficznego Polski*. W grupie tematycznej 05 realizowany jest temat *Procesy hydrologiczne i geomorfologiczne w otoczeniu zbiorników zaporowych na dolnej Wiśle*. Badania hydrologiczne prowadzone są na zbiorniku wrocławskim (M. Grześ). Kontynuowane są badania dynamiki brzegów i procesów korytowych w dolinie Wisły między Płockiem a Toruniem oraz studia dotyczące rozwoju geomorfologicznego doliny Wisły pomiędzy Kotlinami Płocką i Warszawską. Rozpoczęto badania dotyczące ewolucji systemów fluwialnych ujściowych odcinków dopływów dolnej Wisły w późnym gólcjale i holocenie (L. Andrzejewski).

W 1977 r. w miejscowości Dobiegniewo, położonej na lewym brzegu zbiornika wrocławskiego, założono punkt pomiarowo-badawczy IGiPZ PAN (załączki terenowej stacji badawczej), na którego bazie prowadzone są systematyczne badania procesów hydrologicznych i geomorfologicznych związanych z powstaniem zbiornika. Punkt wyposażono w stację meteorologiczną, która rejestruje podstawowe elementy pogody i reżimu termicznego powierzchniowej warstwy gruntu. Zgromadzono niezbędną aparaturę naukową, przyrządy pomiarowe i sprzęt pływający do badań na zbiorniku. Zainstalowano wodowskaz i limnigraf. Ciągłe obserwacje meteorologiczne i hydrologiczne prowadzone są przez dwóch przeszkolonych obserwatorów.

Zakład w Toruniu jest jedną z nielicznych placówek naukowych w Polsce zajmującą się badaniami na zbiorniku wrocławskim. Od początku swej działalności w rejonie zbiornika Zakład współpracuje z Oddziałem Hydroprojektu we Wrocławku oraz Inspektoratem Eksploatacji Rzek ODGW we Wrocławku, a w okresie zagrożenia powodziowego z Wojewódzkim Komitetem Przeciwpowodziowym w Płocku.

W styczniu 1982 r. rozpoczęto badanie zatoru na Wiśle, który spowodował jedną z największych klęsk powodziowych w rejonie Płocka. Zbadano wówczas przestrzenne i ilościowe zróżnicowanie zjawiska zatoru na odcinku 116 km od Zakroczymia do zapory we Wrocławku (Grześ i Banach 1983). Badania te zyskały duże uznanie praktyków, czego dowodem było zlecenie Zakładowi przez Okręgową Dyрекcję Gospodarki Wodnej w Warszawie badań zjawisk lodowych na zbiorniku oraz odcinku Wisły od Modlina do Płocka w okresie od 1983 do 1985 r. Badaniami objęty jest 125-kilometrowy odcinek Wisły od Modlina (ujścia Narwi) do stopnia wodnego we Wrocławku. Celem tych badań jest poznanie warunków kształtowania się pokrywy lodowej, jej rozwoju i zaniku w granicach cofki stopnia wodnego i na rzece swobodnie płynącej dla potrzeb prognozowania hydrologicznego, ochrony przeciwpowodziowej i bieżących czynności związanych z eksploatacją zbiornika. W badaniach tych stosuje się kartowanie zjawisk lodowych, obserwacje zjawisk lodowych w 10 punktach oraz zwiad lotniczy i zdjęcia lotnicze.

Po raz pierwszy w Polsce w szerokim zakresie zastosowano w badaniach terenowych zjawisk lodowych czarno-białe panchromatyczne zdjęcia lotnicze. Opracowano również klucz do interpretacji zjawisk lodowych na zdjęciach lotniczych.

W latach 1970—1980 prowadzono w Zakładzie również badania dotyczące procesów, osadów i form glacialnych i glaciofluwialnych na wybranych obszarach Niżu Polskiego. Przeprowadzono szczegółową analizę facjalną osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą w obrębie tzw. Basenu Grudziądzkiego (Drozdowski 1974) i dokonano charakterystyki środowisk i procesów sedymentacji glacialnej na obszarze dolnego Powiśla w środkowym Vistulianie. To ostatnie zagadnienie było przedmiotem rozprawy habilitacyjnej (Drozdowski 1979). Obecnie kontynuowane są prace w rejonie doliny dolnej Wisły, a główny problem badawczy to stratygrafia i chronologia osadów zlodowacenia Vistulian. W ramach problemu I/25 prowadzi się również badania dotyczące morfogenezy sandru i doliny Wdy (J. Szupryczyński) i doliny Wierzycy (B. Myzyk) oraz morfogenezy strefy marginalnej fazy pomorskiej Pojezierza Bytowskiego (Z. Jabłoński).

W latach 1973—1980 w Zakładzie prowadzono również studia nad mapą zasobów środowiska geograficznego. Koncepcja tej mapy została opracowana na przykładzie województwa bydgoskiego (według starego podziału administracyjnego). Pierwotnie ta mapa stała się podstawą do opracowania map zasobów środowiska geograficznego w skali 1:300 000 w układzie województw dla całego kraju. Opracowano legendę i ustalono zakres treści mapy. Mapa ta jest próbą kartograficznej inwentaryzacji zasobów środowiska w ujęciu bilansowym. Na mapie tej zarejestrowane zostały następujące kategorie zasobów: 1. zasoby surowców mineralnych, 2. zasoby wód powierzchniowych i podziemnych, 3. zasoby biotyczne, 4. użytki turystyczno-rekreacyjne i 5. zasoby antropogeniczne. W początkowej fazie do 1975 r. w pracach nad tą mapą brali udział L. Andrzejewski i Z. Jabłoński. Podsumowaniem teoretycznym założeń tej mapy jest rozprawa doktorska pt. *Mapa zasobów środowiska geograficznego Polski — koncepcja i metody* (Jabłoński 1981). Koncepcja tej mapy, jak również rozprawa doktorska wzbudziły ożywioną dyskusję naukową.

Pracownicy Zakładu w szerokim zakresie uczestniczyli w badaniach naukowych na Spitsbergenie. W sezonach lata polarnego prace badawcze prowadzili: L. Andrzejewski (1980), M. Banach (1975, 1978), E. Drozdowski (1975, 1982), M. Grześ (1975, 1978, 1979, 1980), Z. Jabłoński (1978) i J. Szupryczyński (1959, 1960, 1963, 1972, 1975, 1978), a w cyklu wypraw całorocznych brali udział: M. Banach (1978/79), M. Grześ (1980/81) i J. Szupryczyński (1978/79). Wyniki badań naukowych na Spitsbergenie przedstawiono w około 100 publikacjach — rozprawach, artykułach i notatkach. Materiał naukowy zebrany na Spitsbergenie był podstawą do napisania jednej rozprawy doktorskiej (Szupryczyński 1963) i jednej habilitacyjnej (Szupryczyński 1968), a jako materiał porównawczy był wykorzystany również w rozprawie habilitacyjnej dotyczącej deglacjacji dolnego Powiśla (Drozdowski 1979). Badania na Spitsbergenie dotyczyły głównie rozwoju plejstoceniowych i holoceńskich zlodowaceń oraz izostatycznie wyniesionych poziomów terasowych.

Przeprowadzono badania dotyczące genezy moreny dennej i ablacyjnej (Drozdowski 1977, Olszewski i Szupryczyński 1980, Karczewski i Wiśniewski 1976), moren spiętrzonych i akumulacyjnych oraz wałów lodowo-morenowych (Szupryczyński 1965, 1966a, Karczewski i Wiśniewski 1977)¹. Szczegółowe obserwacje dotyczyły warunków hydrologicznych związanych z ablacją lodowców oraz strefy czynnej wiecznej zmarzliny i termiki gruntu. W mniejszym zakresie prowadzono badania glaciologiczne (Grześ 1980).

W 1975 r. zorganizowano Toruńską Wyprawę Polarną na północno-zachodni Spitsbergen. Wyprawa ta została zorganizowana wspólnymi siłami Instytutu Geografii UMK, Zakładu IGiPZ PAN w Toruniu i Studenckiego Koła Naukowego Geografów przy UMK. Pracownicy Zakładu uczestniczyli w organizacji tej wyprawy, a J. Szupryczyński był jej kierownikiem. W 1978 r. J. Szupryczyński kierował największą wyprawą Polskiej Akademii Nauk na Spitsbergen (Szupryczyński 1981). W czasie tej wyprawy zbudowano nad fiordem Hornsund Polską Stację Polarną, w tym samym miejscu, w którym poprzednio działała Polska Stacja w okresie Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957—1960). W styczniu 1979 r. E. Wiśniewski brał udział w Polskiej Wyprawie Naukowej do Oazy Bungera na Antarktydzie. Badał tam formy i osady glacialne (Wiśniewski 1981).

W latach 1974—1978 pracownicy Zakładu uczestniczyli w badaniach na obszarze Mongolii w ramach wypraw naukowych organizowanych przez IGiPZ PAN pod kierownictwem K. Klimka. W wyprawach tych uczestniczyli: L. Andrzejewski (1978), Z. Babiński (1974, 1975, 1977), R. Glazik (1977 i 1978) i M. Grześ (1974). Specjalną uwagę poświęcono warunkom występowania wieloletniej zmarzliny, intensywności jej degradacji i stosunkom termicznym w warstwie czynnej (Babiński i Grześ 1975, Babiński 1982a). Badano formowanie się odpływu rzecznego w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych (Glazik 1980) i formy fluwialne (Andrzejewski 1980).

Rezultaty badań krajowych oraz badań prowadzonych za granicą były przedstawiane na zebraniach naukowych Zakładu. Od 1 stycznia 1970 do 31 grudnia 1983 r. odbyło się 292 zebrań. Na 230 zebraniach rezultaty swych badań, głównie etapy realizacji prac doktorskich i habilitacyjnych, przedstawiali pracownicy Zakładu. W czasie 38 posiedzeń referaty naukowe wygłosili goście krajowi, między innymi: T. Bartkowski, B. Dumanowski, S. Kozarski, Z. Mikulski i J. E. Mojski oraz współpracownicy A. Rachocki, S. Regel i A. Zwoliński. Goście zagraniczni referowali 24 razy, a wśród nich: A. A. Asiejew i N. Czebotariewa (ZSRR), P. Fogelberg i M. Seppälä (Finlandia), V. Schytt (Szwecja), M. Oya (Japonia), J. Shaw (Kanada), J. Sollid (Norwegia), M. Panizza (Włochy), H. Verstappen (Holandia) i S. Thorarinsson (Islandia). W nowej siedzibie Zakładu przy ul. Kopernika 19 od chwili przejęcia domu w dniu 20 września 1973 do końca 1983 r. gościliśmy 159 geografów zagranicznych, w tym głównie geomorfologów zainteresowanych metodami i wynikami szczegółowego kartowania geomorfologicznego. Większość

¹ W przygotowaniu jest pełna bibliografia publikacji naukowych pracowników Zakładu z obszaru Spitsbergenu.

Tabela-1

Publikacje pracowników Zakładu w Toruniu w latach 1954—1983

| | 1954—1958 | 1959—1963 | 1964—1968 | 1969—1973 | 1974—1978 | 1979—1983 | Razem |
|---|-----------|-----------|------------|-----------|------------|------------|------------|
| Monografie (rozprawy) | 2 | 6 | 11 | 3 | 6 | 8 | 36 |
| Podręczniki | 1 | — | 3 | — | — | — | — |
| Artykuły | 11 | 11 | 26 | 26 | 34 | 41 | 149 |
| Notatki | 8 | 21 | 17 | 19 | 30 | 44 | 139 |
| Recenzje | 1 | 8 | 18 | 9 | 10 | 12 | 58 |
| Sprawozdania | 1 | 5 | 14 | 7 | 13 | 25 | 65 |
| Mapy | 4 | 22 | 34 | 7 | 1 | — | 68 |
| Prace popularno-naukowe | 1 | 1 | 3 | 14 | 10 | 15 | 44 |
| Inne (komunikaty, abstrakty, streszczenia, hasła do encyklopedii itp.) | 8 | 14 | 62 | 13 | — | 2 | 99 |
| Razem | 37 | 88 | 188 | 98 | 104 | 147 | 662 |

z nich zapoznała się z wynikami bezpośrednio w terenie. Wśród gości była spora liczba polarników.

Dorobek instytucji naukowych zwykło się mierzyć liczbą publikacji, efektami kształcenia kadry naukowej i zaangażowania organizacyjno-naukowego oraz wdrożeniami osiągniętych wyników naukowych w praktykę. W ciągu 30 lat działalności Zakładu 13 pracowników i współpracowników uzyskało stopień doktora, a 4 przeprowadziło przewody habilitacyjne przed Radą Naukową IGiPZ PAN. Doktoryzowali się u R. Galona kolejno: J. Bączyk (1962), J. Szupryczyński (1962) i E. Wiśniewski (1968); u J. Szupryczyńskiego: E. Drozdowski (1971), A. Rachocki (1974), M. Grześ (1976), M. Banach (1976), R. Glazik (1977), A. Zwoliński (1978), Z. Babiński (1980) i Z. Jabłoński (1982), zaś u E. Wiśniewskiego L. Andrzejewski (1981). Habilitację przeprowadzili: J. Szupryczyński (1968), E. Wiśniewski (1977) i E. Drozdowski (1979), a z grona współpracowników A. Rachocki (1982).

Pracownicy Zakładu w latach 1954—1983 opublikowali łącznie 662 różnych publikacji (tab. 1). Nie zawsze liczba publikacji i opublikowanych stron jest wskaźnikiem bezwzględnym osiągnięć naukowych. Publikacje z zakresu geomorfologii i hydrologii poprzedzają zwykle żmudne badania terenowe. Wyniki badań terenowych nie zawsze są proporcjonalne do ilości włożonej pracy, często zależą od łutu szczęścia, znalezienia nowych form i osadów, znalezienia ciekawych struktur. Często publikacje o małej liczbie stron poprzedzone są żmudnymi i czasochłonnymi analizami laboratoryjnymi. Opracowanie mapy często pochłonie więcej czasu aniżeli przygotowanie dużej rozprawy i oczywiście trudno w takim wypadku znaleźć odpowiedni współczynnik w stosunku do liczby wydrukowanych stron (np. T. Celmer jest autorem lub współautorem 9 map z kartowania szczegółowego). Uwagi te podaje jako komentarz do tabeli 2. Jeżeli przyjmiemy subiektywną ocenę liczby pozycji i stron, średnią liczbę druku stron rocznie i publikacje w językach obcych, to najwyższym wkładem legitymują się: R. Galon, J. Szupryczyński, E. Drozdowski, J. Bączyk i E. Wiśniewski, Różna jest percepcja tych prac — prace J. Bączyka są rzadko cytowane. Bardzo często za granicą cytowane są publikacje naukowe dotyczące obszaru Islandii i Spitsbergenu. Drugą grupę, z mniejszym dorobkiem publikowanym, tworzą R. Glazik, M. Grześ, Z. Babiński i T. Murawski. W tabeli ujęci zostali jedynie pracownicy o większym dorobku naukowym. Nie ujęte są w tabeli różnego typu czasochłonne opracowania fizjograficzne; w tym zakresie najpoważniejszy dorobek mają T. Murawski, M. Liberacki i T. Celmer. W tabeli tej nie jest uwidoczniony również wkład w zaangażowanie w prace związane z kartowaniem geomorfologicznym i hydrograficznym. Tutaj obok kierowników Zakładu znacznym wkładem legitymują się T. Celmer, T. Murawski, M. Liberacki i L. Koc. Trudno ująć we wskaźnikach zaangażowanie organizacyjno-naukowe. Ważną funkcję zastępcy kierownika Zakładu w latach 1973—1983 z pełnym poświęceniem pełnił E. Wiśniewski. Punkt pomiarowo-badawczy w Dobiegniewie został zorganizowany z dużym nakładem pracy i poświęcenia przez M. Banacha i M. Grzesia. Wieloletnią opiekę nad aparaturą i sprzętem Zakładu

pełnił R. Glazik, nad biblioteką Z. Babiński, a nad archiwum map i zdjęć lotniczych L. Koc.

Na dzień 1 listopada 1983 r. stan zatrudnienia w Zakładzie wyglądał następująco: kierownik prof. dr hab. Jan Szupryczyński (27 lat pracy w Zakładzie), z-ca kierownika doc. dr hab. Edward Wiśniewski (23 lata), doc. dr hab. Eugeniusz Drozdowski (13 lat); 5 adiunktów: dr Leon Andrzejewski (9 lat), dr Zygmunt Babiński (13 lat), dr Mieczysław Banach (15 lat), dr Ryszard Glazik (15 lat), dr Marek Grześ (10 lat); starszy asystent dr Zbigniew Jabłoński (10 lat); pracownicy inżynieryjno-techniczni: mgr Barbara Myzyk (1,5 roku), technik Krzysztof Kulpa (od 1 XII 83 r.); pracownik administracyjny Barbara Kwiatkowska (od 1 I 82 r.) oraz obserwatorzy: Janina Krygier i Tadeusz Wasielewski. W Zakładzie pracowali również: mgr Lucjan Koc (15 lat — przejście na emeryturę w 1975 r.), obecnie zatrudniony na godzinach zleconych w archiwum Zakładu, mgr Jacek Kostrzewa (1 rok), mgr Rajmund Przybylak (1 rok). Sekretariat Zakładu przez kilka lat prowadziła Irena Zapolska (1971—1975 i 1978—1980), a później Maria Kostrzewa (1980—1981).

Na zakończenie należałoby nakreślić perspektywiczny program badań naukowych i działalności Zakładu. Sądzimy, że należałoby kontynuować badania zbiornika wodnego we Włocławku i zbudować na bazie istniejącego punktu pomiarowo-badawczego terenową stację naukową. Trzeba również kontynuować badania geomorfologiczne na obszarze Niżu Polskiego i porównawcze badania w regionach polarnych. Do tych zadań badawczych zespół Zakładu w Toruniu jest w pełni przygotowany.

LITERATURA

- Andrzejewski L. 1980, *The morphodynamics of river junctions of selected tributaries of the Selenga and Egin Rivers*, Bull. Acad. Polon. d. Sciences, Ser. des Sciences de la Terre, 28, 2—3, s. 147—155.
- Andrzejewski L. 1984, *Dolina Zgłowiączki — jej geneza oraz rozwój w późnym glacie holocenie*, Dok. Geogr., 3.
- Babiński Z., Grześ M. 1975, *Forms of permafrost degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor valley*, Bull. Acad. Polon. d. Sciences, Ser. des Sciences de la Terre, 23, 3—4, s. 177—183.
- Babiński Z. 1982a, *Pingo degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin*, Khangai Mountains, Mongolia, Boreas, 11, s. 291—298, Oslo.
- Babiński Z. 1982b, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dok. Geogr., 1—2, 92 s.
- Banach M. 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geogr., 124, 101 s.
- Celmer T., Murawski T. 1957, *Konferencja poświęcona mapie geomorfologicznej i hydrograficznej (Toruń 30 XI — 1 XII 1956)*, Przegl. Geogr., 29, 4, s. 892—898.
- Celmer T., Galon R., Kapsa S., Klimaszewski M., Naumienko T., Stephan W., Werner-Więckowska H., Wilgat T., Wit-Józwick K. 1964, *Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski 1:50 000*, wyd. III (popr. i uzupełn.), Warszawa, 84 s.
- Drozdowski E. 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle form i osadów glacialnych*, Prace Geogr., 104, 139 s.

Tabela 2

Statystyka publikacji pracowników o większym dorobku naukowym

| Imię i nazwisko | Liczba lat publikowania | Publikacje grupy A | | | | | | | | | | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | 11 | 12 | | 13 | | 14 | |
|----------------------|-------------------------|--------------------|------|---|-----|------|-----|------|------|----|----|------|----|-------|-------|------|-------|--------|------|------|------|-----|------|-----|------|------|
| | | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | a | b | a | b | a | | | b | a | b | a | b | |
| | | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | a | b | | | | | | | | | | | | | |
| Rajmund Galon | 15 | 2,5 | 606 | 1 | 128 | 21,5 | 295 | 16,5 | 226 | — | — | 1 | 22 | 258,5 | 63,5 | 1315 | 41,5 | 1057,5 | 87,6 | 70,5 | 21 | 309 | 7 | 46 | 33,1 | 23,5 |
| Jan Szupryczyński | 26 | 4 | 406 | 8 | 184 | 28 | 254 | 16 | 51 | 21 | 43 | 3 | 8 | 108 | 130 | 1151 | 122 | 1043 | 44,2 | 41,1 | 30 | 273 | 12 | 80 | 23,1 | 23,7 |
| Eugeniusz Drozdowski | 19 | 3 | 286 | 9 | 205 | 15 | 160 | 21,5 | 83 | 9 | 19 | 1 | 6 | 17 | 64,5 | 770 | 59,5 | 761 | 40,5 | 40 | 23,5 | 224 | 12,5 | 125 | 27,4 | 29,1 |
| Józef Bączyk | 10 | 2 | 333 | 1 | 140 | 10 | 122 | 10 | 41 | 14 | 68 | — | 6 | 16 | 43 | 720 | 37 | 704 | 72 | 70,4 | 11 | 122 | 10 | 112 | 25,6 | 16,9 |
| Edward Wiśniewski | 23 | 2 | 217 | 5 | 94 | 13 | 229 | 16 | 44 | 5 | 13 | 1 | 11 | 43 | 53 | 640 | 42 | 597 | 27,8 | 25,8 | 9 | 136 | 2 | 35 | 17 | 21,3 |
| Ryszard Glazik | 14 | 2 | 193 | — | — | 7,5 | 110 | 10,5 | 104 | 3 | 8 | 4,5 | 1 | 2 | 24 | 417 | 23 | 415 | 29,8 | 29,6 | 1 | 16 | — | — | 4 | 4 |
| Marek Grześ | 13 | 2 | 152 | — | — | 10 | 92 | 13 | 70 | 4 | 7 | — | — | — | 29 | 321 | 29 | 321 | 24,7 | 24,7 | 2 | 19 | — | — | 6,8 | 5,9 |
| Zygmunt Babiński | 11 | 1 | 92 | — | — | 9 | 93 | 15 | 90 | 3 | 7 | 1,5 | — | — | 28 | 282 | 28 | 282 | 25,7 | 25,7 | 3 | 31 | 1 | 8 | 10,7 | 11 |
| Tadeusz Murawski | 12 | — | — | — | — | 4,5 | 109 | 16,5 | 80 | 2 | 3 | 1,25 | 1 | 40 | 25,25 | 232 | 24,25 | 192 | 19,3 | 16,8 | 5,5 | 21 | — | — | 21,8 | 9,1 |
| Mieczysław Banach | 13 | 1 | 101 | — | — | 6 | 64 | 6 | 23,5 | 3 | 5 | — | 2 | 2,5 | 18 | 196 | 16 | 193,5 | 15 | 15 | 1 | 10 | 1 | 10 | 5,5 | 5,1 |
| Tadeusz Celmer | 18 | 5 | 71,5 | — | — | 3 | 29 | 7 | 25 | — | — | 9 | 1 | 14 | 25 | 139 | 24 | 125 | 7,8 | 7 | 1 | 11 | 1 | 11 | 4 | 7,9 |
| Zbigniew Jabłoński | 8 | — | — | — | — | 1 | 9 | 3 | 9 | 4 | 10 | 1 | 5 | 88 | 13 | 117 | 8 | 28 | 14,6 | 11,1 | — | — | — | — | — | — |
| Leon Andrzejewski | 7 | — | — | — | — | 2 | 22 | 6 | 37 | 3 | 7 | — | 1 | 2 | 12 | 68 | 11 | 65 | 9,7 | 9,4 | 1 | 9 | — | — | 8,3 | 13,2 |
| Mieczysław Liberacki | 13 | — | — | — | — | 3 | 66 | 6 | 15 | 1 | 1 | 2 | — | — | 12 | 82 | 12 | 82 | 6,3 | 6,3 | 6 | 17 | — | — | 50 | 20,8 |

1. Monografie, podręczniki uniwersyteckie,

rozprawy opublikowane oddzielnie

2. Rozprawy publikowane w pracach zbiorowych,
wydawnictwach seryjnych lub czasopismach

3. Artykuły naukowe

4. Notatki lub komunikaty naukowe

5. Recenzje

6. Mapy

7. Pozostałe publikacje

8. Ogółem

9. w tym grupy A

10. średnia liczba stron druku rocznie

11. w tym grupy A

12. Publikacje w językach obcych ogółem

13. w tym opublikowanych za granicą

14. % publikacji w językach obcych

a — liczba pozycji

b — liczba stron

- Drozdowski E. 1977, *Ablation till and related indicator forms of Spitsbergen glaciers*, Boreas, 6, s. 107—114.
- Drozdowski E. 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowisko depozycji osadów*, Prace Geogr., 132, 103 s.
- Galon R. 1954, *Próba interpretacji mapy geomorfologicznej woj. bydgoskiego z punktu widzenia rejonizacji produkcji rolnej*, Przegł. Geogr., 26, 4, s. 48—53.
- Galon R. 1961a, *Konferencja naukowa poświęcona mapie geomorfologicznej i hydrograficznej Niżu*, Przegł. Geogr., 33, 4, s. 769—770.
- Galon R. 1961b, *General Quaternary problems of North Poland (w:) Guide-Book of Excursion From the Baltic to the Tatras*, part I, Łódź, 151 s.
- Galon R. 1969, *The glacial relief of North Poland in the light of detailed geomorphological map of the Polish Lowland in 1:50 000 scale*, Geogr. Pol., 17, s. 239—250.
- Glazik R. 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2—3, 119 s.
- Glazik R. 1980, *The effect of the thermal and humidity zone structure and of slope exposition on the differences in water relations in the western Khentei*, Bull. Acad. Polon. d.Sciences, Ser. des Sciences de la Terre, 28, 2—3, s. 173—188.
- Grześ M. 1978, *Termika osadów dennych w badaniu jezior*, Prace Geogr., 130, 96 s.
- Grześ M. 1980, *Non-cored hot point drills on Hans Glacier (Spitsbergen), method and first results*, Pol. Pol. Res., 1(2—3), s. 75—85.
- Grześ M., Banach M. 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 r.*, Przegł. Geogr., 55, 1, s. 91—113.
- Guide-book of excursion — From the Baltic to the Tatras*, part I, 151 s., Łódź.
- Instruction to the detailed geomorphological map of the Polish Lowland*, 1962, Department of Geomorphology and Hydrography of the Polish Lowland at Toruń, Toruń, 14 s.
- Jabłoński Z. 1981, *Mapa zasobów środowiska geograficznego Polski — koncepcja i metody*, 98 s., archiwum Zakładu w Toruniu.
- Karczewski A., Wiśniewski E. 1976, *Morainic sediments of the marginal zone of the Werenskiöld Glacier (SW Spitsbergen) sedimentological characteristics (w:) Till its genesis and diagenesis*, Poznań, s. 99—107.
- Karczewski A., Wiśniewski E. 1977, *The relief of the marginal zone of the Torell Glacier (Austre Torell) in terms of its recession (SW Spitsbergen)*, Acta Univ. Wratisl., 387, Wrocław, s. 37—62.
- Murawski T. 1961, *Mapa hydrograficzna dla woj. bydgoskiego*, Przegł. Geogr., 33, 4, s. 770—771.
- Murawski T. 1966, *Prace naukowo-usługowe Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Niżu IG PAN w Toruniu*, Przegł. Geogr., 38, 3, s. 461—470.
- Olszewski A., Szupryczyński J. 1980, *Texture of recent moranic deposits of a terminal zone of the Werenskiöld Glacier (Spitsbergen)*, Pol. Pol. Res., 1(2—3), s. 45—74.
- Roszkówna L. 1962, *Zagadnienie erozji gleb w województwie bydgoskim w świetle mapy geomorfologicznej*, Przegł. Geogr., 34, 4, 715—729.
- Starkel L. 1954, *Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa*, Przegł. Geogr., 26, 4, s. 198—212.
- Szupryczyński J. 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Prace Geogr., 39, 163 s.
- Szupryczyński J. 1965, *Relief of the marginal zone of Werenskiöldbreen*, Norsk Polarinstitut Årbok 1963, s. 89—107.
- Szupryczyński J. 1966a, *Przebieg deglacjacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock*, Przegł. Geogr., 38, 3, s. 407—428.
- Szupryczyński J. 1966b, *Polsko-niemiecka konferencja poświęcona geomorfologii pradliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (4—13 V 1966)*, Przegł. Geogr., 38, 4, s. 791—792.
- Szupryczyński J. 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace

- Geogr., 71, 128 s.
- Szupryczyński J. 1974, *Kierunki badań Zakładu Fizjografii Ziemi Polskich IG PAN w Toruniu w latach 1953—1973*, Przegl. Geogr., 46, 3, s. 511—523.
- Szupryczyński J. 1981b, *Wyprawa na Spitsbergen 1978/79*, Przegl. Geogr., 53, 1, s. 121—130.
- Wiśniewski E. 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr., 119, 124 s.
- Wiśniewski E. 1981, *Moraines forms and deposits of Antarctic ice-sheet at the contact with Bunge Hills*, Pol. Pol. Res., 2(1—2), s. 17—28.
- Wytyczne techniczne K-3.4. 1983, *Mapy przyrodnicze część I, Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50 000*, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa, 59 s.

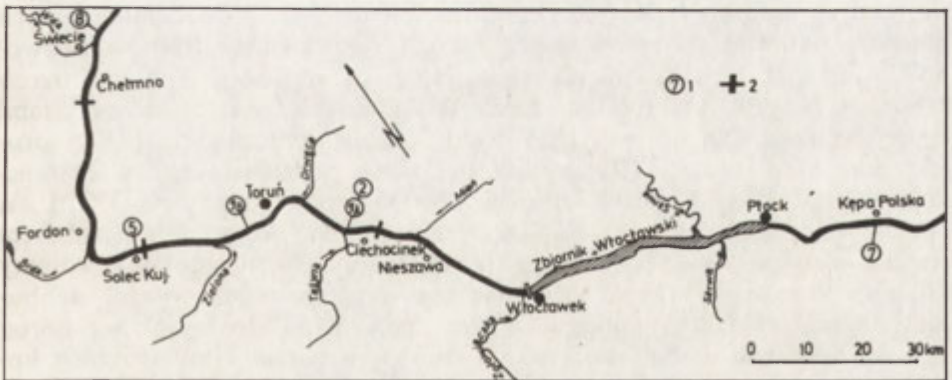
ZYGMUNT BABIŃSKI

Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły*Hydromorphological consequences of the Lower Vistula regulation*

Zarys treści. W artykule przedstawiono ilościowe i jakościowe zmiany koryta dolnej Wisły wynikające z przeprowadzenia prac regulacyjnych. Omówiono zmiany warunków hydrodynamicznych rzeki na odcinku od Włocławka do Świecia, które nastąpiły w ciągu ostatnich 130 lat. Zasygnalizowano niektóre nieprawidłowości procesów korytowych wynikające z prac regulacyjnych.

Wprowadzenie

Rozwój koryta rzecznego, traktowanego jako makroforma wraz z kompleksem mezoform zależy przede wszystkim od reżimu hydrologicznego rzeki, będącego funkcją klimatu. Oprócz tego czynnika wiodącego istnieje wiele innych, modyfikujących przebieg procesów korytowych, a mianowicie: budo-



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny badanego odcinka Wisły; 1 — położenie analizowanego odcinka (cyfra oznacza numer ryciny), 2 — projektowane stopnie wodne kaskady dolnej Wisły

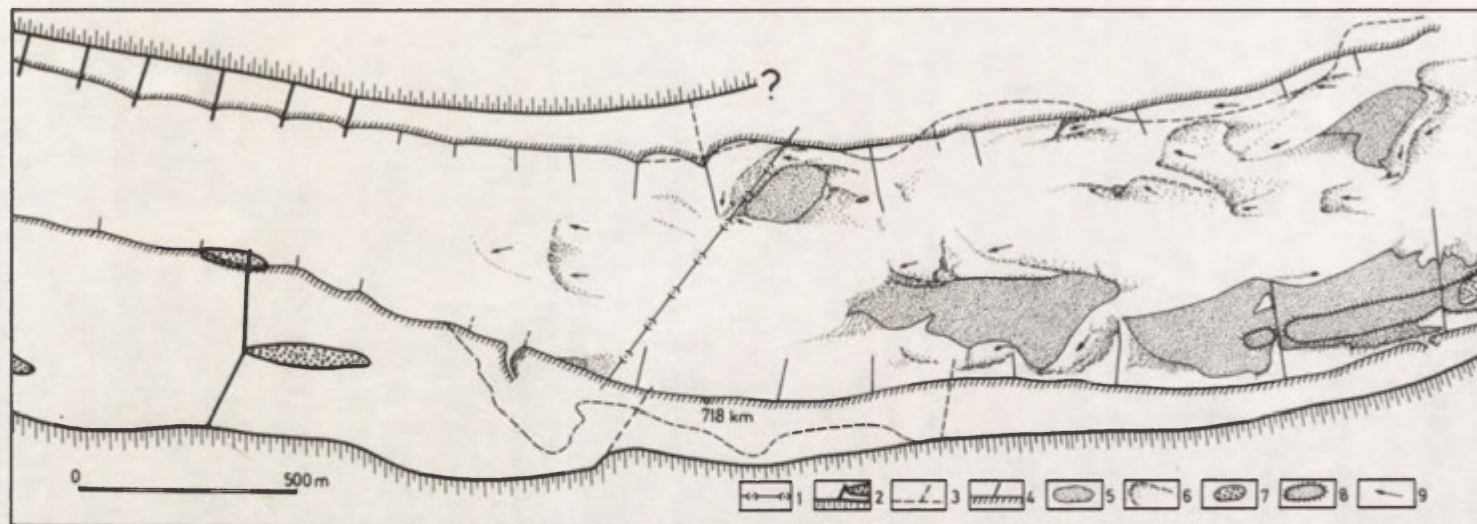
Planimetric sketch of the investigated stretch of the Vistula river; 1 — location of the analysed stretch (figure indicates Fig. number), 2 — planned water dams of the Lower Vistula cascade

wa geologiczna, ruchy tektoniczne, szata roślinna. Do czynników modyfikujących działalność wód płynących należy również zaliczyć ingerencję człowieka, której efekty w przypadku Wisły nabrały szczególnego znaczenia w okresie ostatnich stu lat, od momentu rozpoczęcia intensywnych prac regulacyjnych koryta.

Celem pracy jest określenie zmian (zarówno ilościowych jak i jakościowych) koryta Wisły w wyniku przeprowadzonej pod koniec XIX i na początku XX wieku regulacji. Do analizy tego problemu wykorzystano głównie mapy sytuacyjno-wysokościowe oraz plany batymetryczne koryta Wisły w skali 1:10000 i 1:25000, jak również zdjęcia lotnicze, stosując metodę kolejnych porównań. Przy określaniu wielkości wymiarnych (parametry form, bilans rumowiska) stosowano metody planimetryczną i matematyczną. Analizą objęto koryto Wisły na odcinku od Włocławka do Świecia od momentu wykonania generalnego projektu jego regulacji, przypadającego na połowę XIX w. Aby lepiej zobrazować wpływ regulacji na procesy korytowe, przedstawiono fragmentaryczny obraz współcześnie nieregulowanego odcinka dolnej Wisły koło Kępy Polskiej. W artykule wykorzystano tylko niektóre materiały kartograficzne (ryc. 1).

Prace regulacyjne koryta dolnej Wisły

Współczesne koryto Wisły zawdzięcza swój kształt i rozmiary w znacznej mierze działalności gospodarczej człowieka. Już w XVII w. zaznaczył się wyraźny wpływ człowieka na procesy korytowe. Wówczas, na skutek wylesienia górnych partii dorzecza Wisły nastąpiły, jak to określa E. Falkowski (1967), zmiany reżimu fluwiodynamicznego z typowego dla rzeki meandrującej na typowy dla rzeki roztokowej. Dziczenie rzeki, wiążące się z dużą zmiennością stanów wody i dynamiką meandrowych, jak również tworzeniem się licznych zatorów lodowych prowadzących najczęściej do katastrofalnych powodzi, sprawiło, że zarówno żegluga jak i mieszkańcy terenów zalewowych domagali się ujarznienia rzeki przez jej regulację. Spośród trzech zaborców, w gestii których była rzeka Wisła, jedynie rząd pruski przystąpił do jej regulacji. Na wniosek tego rządu Sewerin opracował w 1830 r. projekt generalnej regulacji (Rybczyński 1935). Na podstawie analizy 27 przekrojów poprzecznych ustalił szerokość koryta średniej wody na 377 m dla odcinka Drwęca-Nogat, zaś na 300 m dla odcinka od granicy z zaborem rosyjskim (ujście rzeki Tążyny) do ujścia Drwęcy. Później dokonał korekty dolnego odcinka na 375 m. Regulacja tego odcinka miała polegać na budowie ostróg z faszyny ubezpieczonych kamieniami do wysokości koron 0,3—0,5 m ponad średni stan wody — miało to nadać kręty przebieg korytu średniej wody. Do prac regulacyjnych przystąpiono w 1856 r., były to jednak prace niesystematyczne. Dopiero na prośbę rolników pomorskich w 1879 r. podjęto intensywne prace, które w ciągu następnych 10 lat zostały ukończone. Później odcinek ten był jedynie uzupełniany ostrogami przez ich zagęszczanie względnie odnawianie po niszczycielskich powodziach.



Ryc. 2. Szkic sytuacyjny dna koryta uregulowanego i nieuregulowanego Wisły okolic ujścia Tażyny; 1 — granica pomiędzy byłymi zaborami pruskim i rosyjskim, 2 — sytuacja koryta (ostrogi i kępy) z 1882 r., 3 — sytuacja koryta z 1940 r., 4 — sytuacja koryta w październiku 1959 r., 5 — wynurzone fragmenty łach w październiku 1959 r., 6 — zanurzone fragmenty łach w październiku 1959 r., 7 — fragment nowego poziomu zalewowego — 1959 r., 8 — fragment nowego poziomu zalewowego — 1983 r., 9 — kierunek płynięcia wody

Planimetric sketch of the regulated and unregulated Vistula channel bottom near the Tażyna junction; 1 — border between former Prussian and Russian sectors of partitioned Poland, 2 — channel planimetry (groynes and islands) in 1882, 3 — channel planimetry in 1940, 4 — channel planimetry in October 1959, 5 — emerged parts of bars in October 1959, 6 — submerged parts of bars in October 1959, 7 — part of new flood plain in 1959, 8 — part of new food plain in 1983, 9 — direction of river flow

Już na początku bieżącego wieku stwierdzono, że uregulowanie odcinka Wisły nie przyniosło oczekiwanych rezultatów. Co prawda było już mniej zalewów na skutek przerywania wałów przeciwpowodziowych, a tym samym mniej skarg ze strony rolników, tym niemniej dla żeglugi istniały w dalszym ciągu trudne warunki. Jak stwierdził R. Ingarden (1920), Wisła była zbyt wyprostowana i za szeroka dla średnich, a tym bardziej dla niskich stanów wody. W czasie niżówek nurt rzeki silnie meandrował, tworząc liczne mielizny (łachy) o głębokości przejść 0,7–0,8 m (projektowano 1,67 m) oraz przegłębienia do 10 m. Twierdzono nawet, że bardzo słabo uregulowany odcinek w zaborze rosyjskim ma lepsze warunki dla żeglugi niż uregulowany odcinek pruski. Pewne polepszenie warunków żeglugowych uzyskano po wykonaniu w latach 1920–1921 prac renowacyjnych silnie zniszczonych ostróg. Taki stan regulacji w byłym zaborze pruskim przetrwał do chwili obecnej.

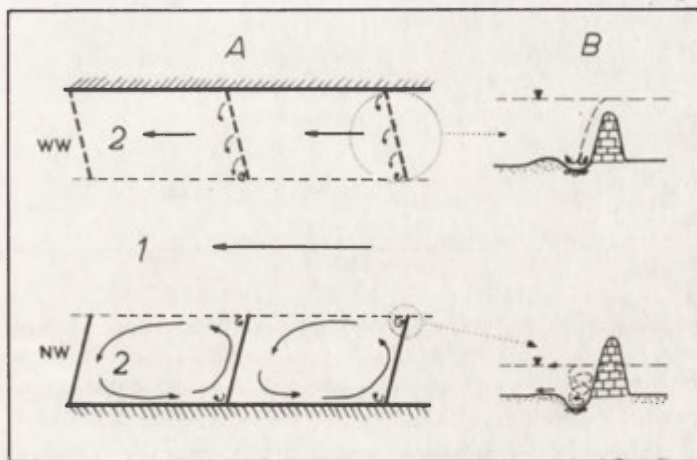
Dla zaborcy rosyjskiego Wisła była rzeką prowincjonalną. Dlatego, mimo porozumień z rządami austriackim i pruskim o jednoczesnej regulacji, prac regulacyjnych na Wiśle nie prowadzono. Dopiero na usilne domagania się rządu pruskiego, w okresie od początku bieżącego stulecia do wybuchu I wojny światowej wykonano część budowli regulacyjnych pomiędzy Nieszawą a granicą z Prusami (Ingarden 1920). Głównym zadaniem tych budowli (prostopadłych i równoległych do brzegów tam) było zamknięcie, a następnie wypełnienie odnóg bocznych, co doprowadziło do połączenia z poziomem zalewowym. Natomiast regulacji opartej na założeniach Kostanieckiego (Rybczyński 1935), według których szerokość Wisły miała być ograniczona do 300 m, nie zrealizowano. Dopiero w Polsce Ludowej, w latach pięćdziesiątych, przeprowadzono regulację, która jednak nie miała tak generalnego charakteru jak w byłym zaborze pruskim. Dlatego w chwili obecnej istnieje duże zróżnicowanie konfiguracji koryta pomiędzy odcinkami byłych zaborów rosyjskiego i pruskiego (ryc. 2). Należy dodać, że duży wpływ na koryto w byłym zaborze rosyjskim wywarło powstanie zbiornika wrocławskiego. Wpływ ten zaznaczył się zarówno powyżej, jak i poniżej zapory zbiornika (Babiński 1982).

Wpływ regulacji na procesy korytowe

Warunki hydrodynamiczne uregulowanego odcinka Wisły

Wybudowanie ostróg o długości od kilku do kilkuset metrów, prostopadle do brzegów koryta, przyczyniło się do zmian warunków hydrodynamicznych rzeki. Nastąpiły zmiany przebiegu nurtu i prądów rzecznych. Rozkład prądów rzecznych na uregulowanym odcinku w zależności od stanów wody obrazuje rycina 3. W okresach niskich stanów wody, gdy korona ostrogi nie ulega zalaniu, kieruje ona prąd wody do środka rzeki. Wówczas w polu między ostrogami tworzy się drugi prąd o przeciwnym kierunku płynięcia w strefie brzegowej koryta. W wyniku tej cyrkulacji w są-

siedztwie ostróg i przy brzegu koryta powstają przegłębienia, zaś w centralnej części pola — łachy boczne. Poniżej głowy ostrogi tworzą się silne prądy zstępujące o charakterze erozyjnym. W wyniku ich działalności powstają kotły wirowe, których głębokość dochodzi do 10 m w stosunku do średniego stanu wody. Przy wysokich stanach powodziowych, przy zalaniu ostrogi, dodatkowo przy dnie po jej dolnej stronie tworzy się prąd w kształcie walca (ryc. 3). Prąd ten powoduje wymywanie dna poniżej ostrogi, przy-



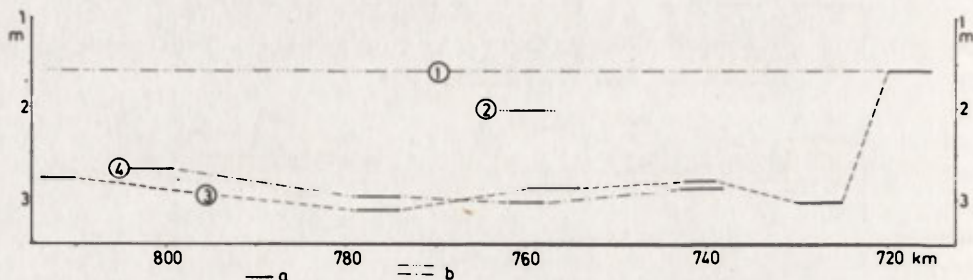
Ryc. 3. Przebieg prądów rzecznych w strefie ostróg podczas wysokich (WW) i niskich (NW) stanów wody (częściowo według Wołoszyn 1974); A — rzut poziomy, B — rzut pionowy
Course of river currents in the zone of groynes during high (WW) and low (NW) water levels (partly according to Wołoszyn 1974). A — horizontal projection, B — vertical projection

czyniając się często do jej uszkodzenia. Niszczenie ostróg podczas stanów powodziowych zanotowano już na początku bieżącego stulecia (Ingarden 1920). Stwierdzono wówczas, że należałoby budować ostrogi o wysokości korony równej stanom średnim niskim, a nie — jak zaprojektowano — o wysokości powyżej stanu średniego.

W konsekwencji wyżej przedstawionej zabudowy hydrotechnicznej (ryc. 3) i związanego z nią układu prądów rzecznych, można mówić generalnie o dwóch kierunkach rozwoju procesów korytowych: erozyjnym (1) i akumulacyjnym (2) — rycina 3. Powstanie strefy erozyjnej (1) należy wiązać ze wzrostem prędkości przepływu wody, spowodowanym koncentracją nurtu w strefie pomiędzy lewo- i prawobrzeżnymi ostrogami. Z kolei przyczyny akumulacji pomiędzy kolejnymi ostrogami należy upatrywać w załamywaniu się prądów rzecznych na główkach ostróg i osadzaniu w ich „cieniu” rumowiska wleczonego. W konsekwencji następuje spłylenie obszarów leżących pomiędzy ostrogami kosztem strefy nurtu. Taki układ stwarza dogodne warunki do powstawania nowego poziomu terasy zalewowej.

Zmiany pionowe koryta

W celu określenia dynamiki dna rzeki między lewo- i prawobrzeźnymi ostrogami, wykorzystano plany batymetryczne przedstawiające fragmentaryczne sytuacje koryta z lat 1900—1904, 1942—1943 i 1972—1973 (ryc. 4, p. a). Następnie splanimetrowano pola ograniczone izobatami o wartościach co 1 m. Otrzymane dane scharakteryzowano w formie krzywych batygraficznych dla 5-kilometrowych odcinków koryta. Na ich podstawie obliczono średnie głębo-



Ryc. 4. Profile podłużne dna koryta Wisły na odcinku Ciechocinek-Świecie: a — odcinki objęte analizą, b — hipotetyczne przebiegi dna w danych okresach badawczych;

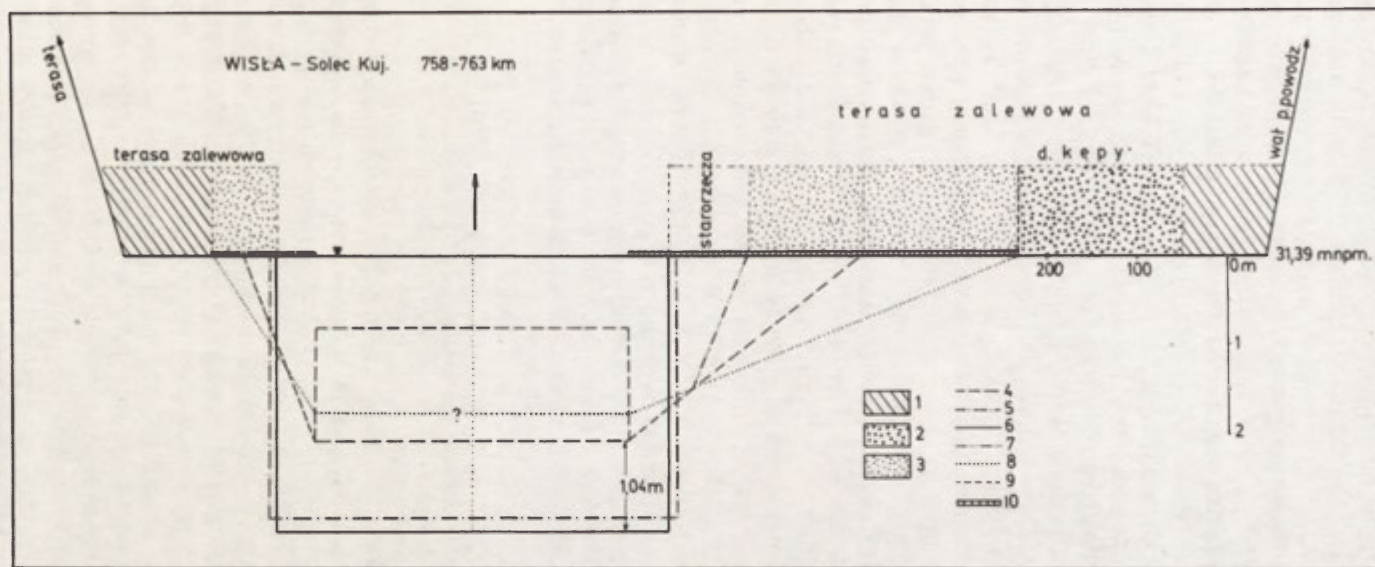
1 — prawdopodobny przebieg dna koryta przed regulacją, 2 — wysokość dna koryta w 1903 r.,
3 — wysokość dna koryta w 1943 r., 4 — wysokość dna koryta w 1973 r.

Long profiles of the Vistula channel bottom in a stretch from Ciechocinek to Świecie: a — analysed stretches, b — hypothetical bottom courses in given research periods;

1 — probable channel bottom course before regulation, 2 — height of channel bottom in 1903,
3 — height of channel bottom in 1943, 4 — height of channel bottom in 1973

kości koryta, odnosząc wszystkie sytuacje do stałego poziomu średniej wody. W ten sposób materiały pochodzące z różnych okresów badawczych stały się porównywalne. Należy dodać, że do analizy zmian koryta zastosowano wartości uśrednione dla odcinków o długości 5 km, gdyż użycie danych z poszczególnych profilów poprzecznych mogłoby wprowadzić w błąd wynikający z przypadkowości analizy np. w punkcie obniżenia dna — plosa (erozja) czy spłylenia — łachy skośnej.

Od przeprowadzenia w latach 1853—1882 prac regulacyjnych do chwili obecnej koryto ulegało ciąglemu pogłębianiu (zob. ryc. 5, na której przedstawiono tę sytuację na przykładzie 5-kilometrowego odcinka w okolicy Solca Kujawskiego). Według ustaleń z mapy sytuacyjnej sprzed regulacji wynika, że dno znajdowało się prawdopodobnie na wysokości 29,67 m npm. W 1903 r. dno zalegało już o 0,3 m głębiej, co daje średnią prędkość erozji około 1,5 cm na rok. Wyraźne zmiany kształtu koryta zaznaczyły się w latach 1903—1943, kiedy to kosztem strefy dennej wykształcił się nowy poziom zalewowy. Koryto w ciągu 40 lat obniżało się z prędkością 2,2 cm rocznie do wysokości 28,48 m npm. Z tym prawdopodobnie należy wiązać między innymi obniżenie o 2 m zer wodowskazowych posterunków obser-



Ryc. 5. Rozwój profilu poprzecznego koryta Wisły od przeprowadzenia prac regulacyjnych do 1973 r. na odcinku Solca Kujawskiego; 1 — szerokość terasy zalewowej przed regulacją, 2 — strefa dawnego koryta zajmowana przez kępy, 3 — strefa nowopowstałego poziomu zalewowego, 4 — schematyczny przekrój poprzeczny koryta z 1903 r., 5 — schematyczny przekrój poprzeczny koryta z 1943 r., 6 — schematyczny przekrój poprzeczny koryta z 1973 r., 7 — strefa zajmowana przez starorzecza w 1973 r., 8 — prawdopodobny przekrój poprzeczny koryta sprzed regulacji, 9 — schematyczny przekrój nowopowstałego poziomu zalewowego, 10 — ostrogi rzeczne

Development of transverse profile of the Vistula channel in the stretch of Solec Kujawski from the time of execution of regulation work to 1973; 1 — width of flood plain before regulation, 2 — zone of former channel taken by islands, 3 — zone of newly-formed flood plain, 4 — schematic cross section of the channel from 1903, 5 — schematic cross section of the channel from 1943, 6 — schematic cross of the channel from 1973, 7 — zone taken by oxbows from 1973, 8 — probable cross section of the channel before regulation, 9 — schematic section of the newly-formed plain, 10 — groynes

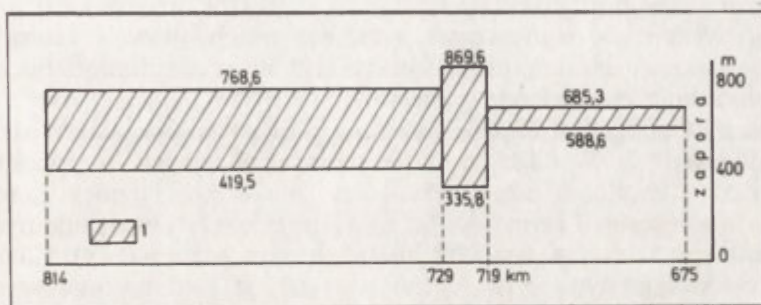
wacyjnych na dolnej Wiśle w celu uniknięcia wartości ujemnych stanów wody. Do roku 1973 dno ulegało dalszemu pogłębianiu o 0,15 m, osiągając średnią głębokość na wysokości 28,33 m npm. Niestety, wyżej scharakteryzowany odcinek (okolice Solca Kujawskiego) jest jedynym obszarem mającym tak bogaty pod względem treści i rozpiętości czasowej materiał badawczy. Dla całego analizowanego odcinka istnieją jedynie dane z lat 1942—1943 i 1972—1973, choć i one nie mają ciągłości przestrzennej (ryc. 4). Jak wynika z przebiegu profilu podłużnego dna koryta w latach 1942—1943, maksymalne głębokości poniżej 3 m od obecnego średniego stanu wody (SW) występowały na odcinku największego zwężenia koryta od ujścia Tążyny do ujścia Drwęcy oraz poniżej Fordonu do Chełmna. Natomiast minimalne głębokości, w granicach 2,75—2,80 m, notowano na odcinku toruńskim i poniżej Chełmna. W następnych latach dno koryta na odcinku koło Torunia przejawiało tendencje do obniżania i wyrównywania spadku oraz spływania koryta na odcinku poniżej Fordonu. O ile w pierwszym przypadku proces pogłębiania był i jest w dalszym ciągu konsekwencją regulacji, o tyle w przypadku spływania dolnego odcinka mamy prawdopodobnie do czynienia z procesem „dziczenia” rzeki na skutek braku renowacji ostróg niszczonych podczas powodzi. Od tego profilu podłużnego dna koryta znacznie odbiega słabo uregulowany odcinek powyżej ujścia Tążyny, należący niegdyś do zaboru rosyjskiego. Tutaj średnia głębokość koryta wynosi tylko około 1,6 m. Podobną wartość otrzymano dla odcinka poniżej Włocławka, ale dla okresu sprzed budowy zapory wodnej (Babiński 1982, s. 59). Przyjmując wartość 1,6 m za głębokość typową dla odcinka nieregulowanego bądź słabo uregulowanego, zaś 3 m za charakterystyczną dla koryta uregulowanego, na skutek regulacji koryto uległoby pogłębieniu o 1,4 m. Wartość ta w pełni potwierdza wynik otrzymany z analizy krótkiego odcinka Solca Kujawskiego (ryc. 5).

Zmiany poziome dna koryta

Jak już wspomniano, wybudowanie ostróg rzecznych spowodowało sztuczne zwężenie koryta średniej wody na odcinku od ujścia Tążyny do ujścia Drwęcy do 300 m, a poniżej Drwęcy do 375 m (ryc. 1). Tym procesom towarzyszyło scalenie wielu kęp z łóżykiem rzeki (ryc. 2), wiele z nich zaś zostało zniszczonych lub zbagrowanych. W ten sposób nastąpiło sztuczne „wyrównanie” nurtu rzeki, przy zamknięciu wielu odnóg tamami bocznymi. Następnym etapem w rozwoju procesów korytowych było wypełnianie odnóg bocznych i obszarów między ostrogami rzeczными utworami (głównie piaszczystymi) pochodzącymi z transportu bądź bezpośrednio z erodowanej strefy nurtu. W wyniku tych procesów następowało sukcesywne wykształcanie się nowego poziomu zalewowego (ryc. 5). W zależności od dynamiki rzeki i dostawy materiału terasa zalewowa osiągnęła już wysokość „dawnej” terasy zalewowej, co utrudnia wyróżnienie jej nowego elementu, bądź jej powierzchnia leży o 0,5—2 m niżej. W drugim przypadku maksymalne wysokości osiąga

przy brzegu uregulowanego koryta, a minimalne w sąsiedztwie krawędzi „starej” terasy zalewowej.

Przestrzenny rozkład nowopowstałego poziomu zalewowego, będącego powierzchnią pozyskaną dzięki regulacji rzeki, przedstawia rycina 6. Analizowany obszar można podzielić na dwa odcinki, oddzielone dawną granicą byłych zaborów rosyjskiego i pruskiego (ryc. 2). Różnice między odcinkami wynikają z charakteru i okresu przeprowadzania prac regulacyjnych. Wcześniejsze i intensywniejsze prace regulacyjne przeprowadzone przez rząd pruski przyczyniły się do rozwoju terasy zalewowej o szerokości pasa 533,8 m na 10-kilometrowym odcinku od ujścia Tażyny do Drwęcy oraz 349,1 m poniżej ujścia Drwęcy. Dzięki tej regulacji zmniejszono powierzchnię wodną



Ryc. 6. Uśrednione szerokości koryta Wisły sprzed i po regulacji (stan z 1978 r.) na odcinku Włocławek—Świecie; 1 — szerokość pasa nowopowstałego poziomu zalewowego

Mean widths of the Vistula channel before and after regulation in a stretch from Włocławek to Świecie (state from 1978); 1 — width of the newly-formed flood plain belt

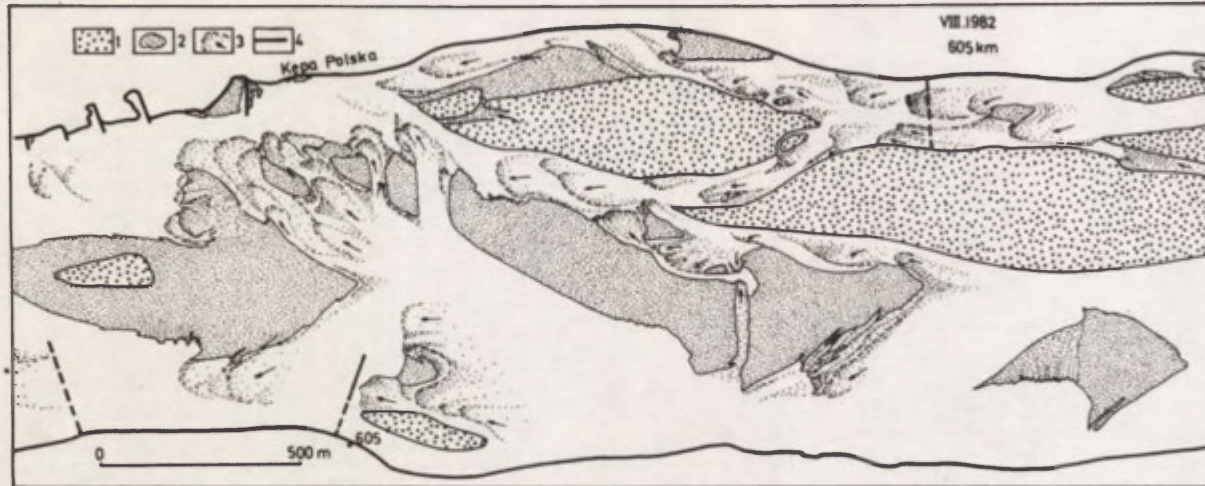
Wisły o 47%, uzyskując prawie 36 km² gruntów. Inaczej ten proces przebiegał w byłym zaborze rosyjskim. Na skutek braku zainteresowania zaborcy Wisłą, program regulacji zrealizowano dopiero w Polsce Ludowej, 30 lat temu. Rozwój terasy zalewowej jest w związku z tym dopiero w fazie początkowej, niemniej już uzyskano pas o szerokości około 100 m — ponad 4 km² gruntów (około 14% dawnej powierzchni wodnej). Tymczasem L. Koc podaje (Koc 1982), że na odcinku od Płocka do ujścia Drwęcy powierzchnia wodna Wisły zmalała o prawie 50%, co odpowiadałoby wartości uzyskanej dla uregulowanego obszaru w byłym zaborze pruskim. Należy przypuszczać, że tak wielka różnica wynika z zastosowania różnych metod badawczych oraz różnic skali map objętych analizą. Stosowana przez autora metoda nakładania sytuacji koryta w powiązaniu z konfrontacją terenową wydaje się bardziej stosowna, gdyż obliczanie obszarów wodnych z map w różnych skalach może spowodować popełnienie znacznych błędów.

W sumie na badanym obszarze (od zapory we Włocławku do Świecia) w wyniku regulacji uzyskano nowy poziom terasowy o szerokości pasa 284 m i powierzchni ponad 40 km². Są to na ogół tereny porośnięte wikliną i trawą; w bardzo nikłym stopniu wykorzystywane są pod uprawę.

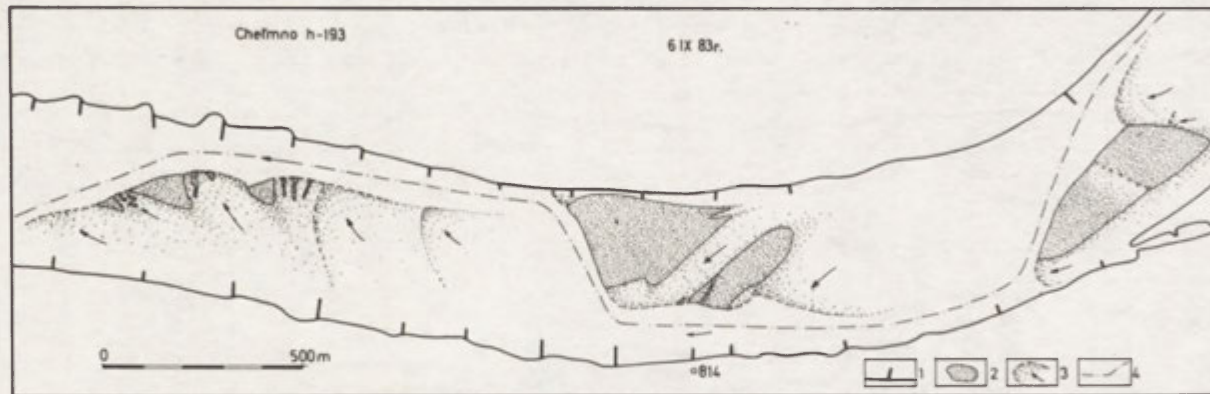
Zmiany układu mezoform korytowych

Na temat zmian procesów korytowych dolnej Wisły na skutek prac regulacyjnych pisano już kilkakrotnie (Babiński 1981, 1982, 1983). Oparto się wówczas na typologii procesów korytowych wypracowanej przez badaczy radzieckich z Państwowego Instytutu Hydrologicznego (GGI) ZSRR (Kondratiew i inni 1982). Typologia ta jest pełniejsza od stosowanej w literaturze anglosaskiej (Leopold i Wolman 1957, Allen 1968). Oprócz trzech głównych typów koryt: prostolinijnego, meandrującego i roztokowego, wyróżnia się jeszcze fazy przejściowe, względnie inne etapy rozwoju przestrzennego koryta, uzależnione często od ingerencji człowieka (Popow 1977). Stosując klasyfikację badaczy radzieckich można stwierdzić, że koryto dolnej Wisły sprzed regulacji miało cechy typu łachowego (ros. *oseredkowy*) procesu korytowego. W korycie występowało wiele kęp i łąch, głównie centralnych, dzielących w okresie niskich stanów wody nurt na wiele ramion bocznych. Ten typ odpowiada charakterem rzecze roztokowej (ang. *braided river*). Przykładem może być fragment bardzo słabo uregulowanego odcinka Wisły koło Kępy Polskiej (ryc. 7). W dalszym etapie prac regulacyjnych, w początkowej fazie ich oddziaływania — czego przykładem może być odcinek pomiędzy Włocławkiem a ujściem Tążyny (ryc. 2, górny fragment) — następuje przejście z typu łachowego koryta w typ łąch bocznych (ros. *poboczniewy*). Charakterystyczną cechą tego typu procesu korytowego jest powstawanie w strefie brzeżnej koryta (w przypadku regulacji w sąsiedztwie ostróg) łąch bocznych. Przy stałej tendencji obniżania się strefy nurtu i podnoszenia się powierzchni łąch bocznych, formy te łączą się, tworząc nowy poziom terasy zalewowej. Wówczas nowe koryto, będące konsekwencją prac regulacyjnych nadających mu m.in. kręty przebieg, przekształca się w typ ograniczonego ostrogami meandrowania. Ten typ odznacza się krętym przebiegiem nurtu przy średnich i niskich stanach wody oraz naprzemianległym układem plos i łąch skośnych, zakończonych często przy brzegu łąkami bocznymi (ryc. 8). Należy dodać, że zbyt wyprostowane koryto Wisły na wielu odcinkach nie ma cech typowego układu ograniczonego meandrowania, lecz prostolinijnego.

Konfigurację dna koryta, opartą na analizie średnich głębokości koryta dla odcinków o długości 0,5 km, charakterystyczną dla rzek o typie łachowym (A) i ograniczonego meandrowania (B) przedstawiono na rycinie 9. Obydwie sytuacje różnią się zarówno przebiegiem prądów rzecznych jak i będących pod ich wpływem układem form korytowych. W przypadku rzeki roztokowej (A), oprócz głównego prądu o nieregularnym przebiegu występują liczne prądy boczne, opływające bezładnie ułożone łąchy centralne. Zmiany tych form w czasie, ich zróżnicowanie przestrzenne i różna głębokość zalegania znacznie utrudniają żeglugę. Niemniej jednak w okresach niżówek, przy sprzyjającym przebiegu prądów, zbliżonym charakterem do rzek meandrujących, warunki żeglugowe są tu często lepsze niż na odcinkach uregulowanych. Na ten fakt już w latach dwudziestych bieżącego stulecia zwrócił uwagę R. Ingarden (1920), twierdząc, że często dzika rzeka nieuregulowanego odcinka byłego zaboru rosyjskiego miała lepsze warunki żeglugowe niż ure-

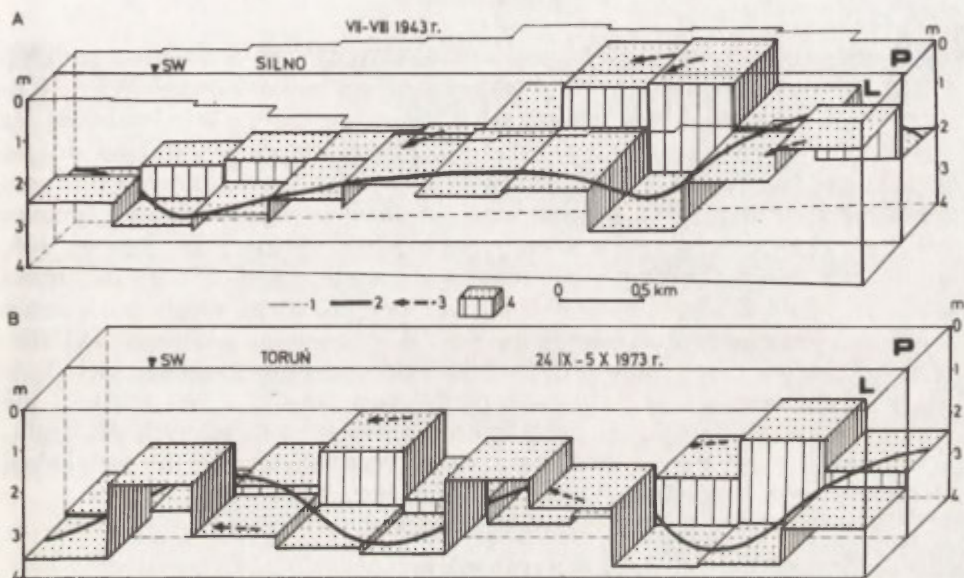


Ryc. 7. Sytuacja dna koryta Wisły odcinka słabo uregulowanego okolic Kępy Polskiej w okresie niżówki; 1 — kępy, 2 — wynurzone fragmenty łach, 3 — zanurzone fragmenty łach, 4 — brzeg koryta i ostrogi rzeczne
 Planimetry of a poorly regulated stretch of the Vistula channel near Kępa Polska during low water stage; 1 — islands, 2 — emerged parts of bars, 3 — submerged parts of bars, 4 — channel bank and groyne



Ryc. 8. Dno koryta Wisły na uregulowanym odcinku okolic Świecia w okresie niskich stanów wody; 1 — ostrogi, 2 — wynurzone fragmenty łach, 3 — zanurzone fragmenty łach, 4 — przebieg trasy żeglugowej
 Planimetry of a regulated stretch of the Vistula channel near Świecie during low water levels; 1 — groynes, 2 — emerged parts of bars, 3 — submerged parts of bars, 4 — course of shipping route

gulowana odcinka pruskiego. Uważał on, że ten stan jest związany ze zbyt wyprostowaną trasą regulacyjną rzeki. Typowy odcinek dna koryta uregulowanego Wisły przedstawia rycina 9B. Jak wynika z tej ryciny (por. ryc. 8), nurt rzeki w okresach średnich i niskich stanów wody ma kręty, niemal sinusoidalny przebieg. Mówi to o typie ograniczonego meandrowania procesów korytowych. Poza głównym prądem często występują prądy o zmniejszonej dynamice wzdłuż brzegów lub linii główek ostróg (ryc. 9B). Odmien-



Ryc. 9. Konfiguracja dna koryta i przebieg prądów na odcinkach: A — uregulowanym i B — nieuregulowanym; 1 — szerokość koryta, 2 — przebieg głównego prądu rzecznoego, 3 — przebieg prądów o zmniejszonej dynamice, 4 — blokdiagramy średnich głębokości koryta dla odcinków o długości 500 m. L — lewa strona koryta, P — prawa strona koryta

Configuration of channel bottom and course of currents in an unregulated (A) and regulated (B) stretch; 1 — channel width, 2 — course of the mainstream, 3 — course of streams with decreased dynamics, 4 — block diagrams of mean channel depths for stretches 500 m long, L — left side of the channel, P — right side of the channel

ne warunki hydrodynamiczne rzeki występują na odcinkach zbyt „wyprostowanych”, w okresach niżówek. Na tych odcinkach tworzą się dwa główne, równoległe do siebie prądy przybrzeżne, zaś prądy nadające rzece charakter meandrowy (międzyplosome) nie występują bądź są mniej dynamiczne (ryc. 9B).

Powyższe charakterystyki dna koryta uregulowanego dowodzą, że przebieg prądów i układ form korytowych jest zróżnicowany w zależności od stanów wody i krętości trasy regulacyjnej. Regulacja nie stworzyła więc jednolitych warunków hydrodynamicznych rzeki, co w znacznej mierze utrudniło żeglugę. Pogorszenie warunków żeglugi wynika m.in. z faktu, że ostrogi

rzeczne ograniczyły swobodny (naturalny) rozwój procesów korytowych, głównie w czasie niskich stanów wody. Zmuszono rzekę do rozwoju tych procesów niezgodnie z zasadami hydrodynamiki (np. zbyt wyprostowany przebieg trasy regulacyjnej). Wreszcie obecnie zaniechano renowacji i uzupełniania niszczonej podczas powodzi zabudowy hydrotechnicznej, co w sumie prowadzi do dziczenia rzeki.

Podsumowanie

W wyniku przeprowadzenia prac regulacyjnych, w zależności od ich charakteru i stopnia rozwoju, nastąpiły zmiany procesów korytowych Wisły. Koryto uległo przekształceniu z warunków typowych dla rzeki roztokowej na typ rzeki o ograniczonym meandrowaniu. Proces ten następował na drodze pogłębiania zwężonej ostrogami strefy nurtu i tworzenia się nowego poziomu zalewowego. Powierzchnia nowopowstałego poziomu zalewowego na odcinku od Włocławka do Świecia wynosi obecnie ponad 40 km², co stanowi 14% dawnej powierzchni wodnej. Natomiast strefa nurtu ograniczonego ostrogami tylko na odcinku uregulowanym byłego zaboru pruskiego uległa pogłębieniu o 1,4 m, osiągając średnią głębokość 3 m. W przypadku spełnienia zakładanych warunków regulacji, koryto średniej wody powinno osiągnąć głębokość około 3,3 m. Niestety, zahamowanie prac regulacyjnych, a tym bardziej nie odnawianie starej zabudowy, nie tylko nie prowadzi do żądanych dla żeglugi efektów, lecz je z roku na rok pogarsza. Warunki te uległyby radykalnej zmianie w przypadku budowy donej Wisły (ryc. 1).

LITERATURA

- Allen J. R. L. 1968, *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion*. North-Holland Publish. Comp., Amsterdam.
- Babiński Z. 1981, *Wstępna charakterystyka morfologiczna dna koryta dolnej Wisły na odcinku Włocławek — Chelmno w świetle map i fotointerpretacji*, Gosp. Wodna, 4/5, Warszawa.
- Babiński Z. 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dok. Geogr., 1—2.
- Babiński Z. 1983, *Współczesne procesy korytowe Wisły na odcinku Włocławek—Świecie*, Materiały Zjazdu Geografów Polskich, Toruń.
- Falkowski E. 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost—Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198, Z badań geolog.-inż. w Polsce, t. IV, Warszawa.
- Ingarden R. 1920, *Rzeki i kanały żeglowne w byłych trzech zaborach i znaczenie ich gospodarcze dla Polski*, Min. Robót Publ.
- Koc L. 1982, *Zmiana koryta Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a ujściem Drwęcy*, IGiPZ PAN Toruń (maszynopis).
- Kondratiew N. E., Popow I. W., Sniszczenko B. F. 1982, *Osnovy gidromorfologiczeskoj teorii ruslogo processa*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Leopold L. B., Wolman M. G. 1957, *River-channel patterns: braided, meandering and straight*, U. S. Geol. Profes. Paper, 282-B, Washington.

- Popow I. W. 1977, *Zagadki rzecznoego rusła*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
Rybczyński M. 1935, *Drugi wodne na Pomorzu*, Wyd. Inst. Bałtyckiego, Toruń.
Wołoszyn J. 1974, *Regulacja rzek i potoków*, PWN, Warszawa.

ЗЫГМУНТ БАБИНЬСКИ

ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РЕГУЛЯЦИИ НИЗОВЬЯ ВИСЛЫ

Регуляция нижнего течения реки Вислы, которая началась в половине XIX века, причинилась к гидрологическим изменениям реки. Эти изменения отразились с одной стороны в гулублиении дна в пределах нового течения, с другой стороны в аккумуляции наносов между полузапрудами. Этот процесс в двух направлениях причинился, из-за временной и территориальной дифференциации гидрологической постройки, к тому, что исследуемая территория разделяется в настоящее время на участки с разной степенью развития русловых процессов.

Влияние регуляции видно наиболее чётко на участке Вислы от устья Тонжины вниз по течению реки (рис. 1). В течение 130 лет дно русла на этом участке понижилось от 1,2 до 1,4 м и достигло глубины 3 м среднем уровне воды (рис. 4). Однако, процесс глубинной эрозии не происходил однообразно (рис. 5). В течение первых 30 лет влияния регуляции, темпо понижения дна достигло 1,5 см/год, в следующих 40 годах при уплотнении речных полузапрудов достигло 2,2 см/год, зато в последние годы уменьшилось до 0,5 см/год. Вместе с процессом глубинной эрозии происходила также аккумуляция наносов между речными полузапрудами. Она довела до создания новой поймы широкой в 333,8 м на участке от Тонжины до Дрвенцы, а также 349,1 м ниже устья Дрвенцы (рис. 6). Благодаря регуляции уменьшилась на 47% водная площадь Вислы, получая почти 36 км² пахотных земель. Итак, этот процесс происходил на участке от Тонжины вверх по течению реки (рис. 1). Вследствие замедления работ по регуляции реки, которые были проведены только в половине текущего столетия, получено до настоящего времени полосу новой поймы шириной в ок. 100 м, что даёт 4 км² земельных участков. Итак, на участке от Влоцлавка до Свеца в результате регуляции возник новый заливной уровень шириной в 284 м и площадью в больше 40 км², что составляет 14% прежней водной поверхности. С работами по регуляции реки надо связывать также факт преобразования русла в тип ограниченного полузапрудами меандра. Эту эволюцию русла можно проследить путём сравнения систем и степени преобладания мезоформ участка Вислы без регуляции (рис. 7) с участком, который недавно подверг регуляции (рис. 2), и который был регулирован в половине XIX века (рис. 8). В настоящее время, вследствие отказа от восстановления и дополнения разрушенной во время наводнения гидротехнической застройки, на некоторых участках Вислы с регуляцией происходит процесс её „дичания“.

ZYGMUNT BABIŃSKI

HYDROMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES OF THE LOWER VISTULA REGULATION

The lower Vistula regulation, started in the mid-19th century, has contributed to changes in the river's hydrodynamic conditions. Those changes have been marked, on the one hand,

by the lowering of the bottom of the zone of a newlyformed talweg, and on the other, by accumulation of bed load in the zone between groynes. Owing to temporal and spatial differentiation of hydrotechnical embankments, that two-fold process has made the investigated area be currently divided into stretches characterized by a varying degree of development of fluvial processes.

The influence of regulation is most visible in the Vistula stretch from the Tażyna junction down stream (Fig. 1). During 130 years that stretch of the channel bottom lowered by 1.2—1.4 m to reach the depth of some 3 m at a mean water level (Fig. 4). The process of deep erosion was not uniform, however (Fig. 5). During the first 30 years of the influence exerted by regulation, the rate of bottom lowering amounted to 1.5 m/year, in the next 40 years, with the growing number of groynes, it went up to 2.2 cm/year to decrease to 0.5 cm/year in the recent years. The process of deep erosion was accompanied by bed load accumulation in the zone between groynes. That accumulation had led to the formation of a new flood plain whose belt was 533.8 m wide in the stretch from the Tażyna to the Drwęca rivers and 349.1 m wide below the Drwęca junction (Fig. 6). The regulation made it possible to decrease the Vistula water surface by 47 per cent and obtain nearly 36 square km of land. That process took a different shape in the stretch from the Tażyna up stream (Fig. 1). The delay in regulation work which was carried out as late as the mid-20th century resulted in the fact that the belt of new flood plain is about 100 m wide, which gives an area of 4 square km of land. In general, the new flood plain obtained as a result of the regulation in the stretch between Włocławek and Świecie is 284 m wide and its area is over 40 square km which accounts for 14 per cent of the former water surface. The river regulation should be also connected with the fact of channel transformation from a braided one into a limited meandering channel because of groynes. That channel evolution may be investigated through a confrontation of mezzofoms' patterns and domination in the Vistula stretch which has not been regulated (Fig. 7) with one which has been regulated recently (Fig. 2) as well as that regulated in the mid-19th century (Fig. 8). At present, as the reconstruction and replacement of hydrotechnical embankments destroyed during floods has been dropped, the process of anastomosis is taking place in some regulated stretches of the Vistula river.

Translated by *Aneta Dylewska*

MIECZYŚLAW BANACH

Osady denne — wskaźnik hydrodynamiki zbiornika wrocławskiego

*Bottom sediments — an indicator of hydrodynamics
of the Wrocław reservoirs*

Zarys treści. W opracowaniu przedstawiono zmianę warunków hydrologicznych Wisły po wybudowaniu w 1969 r. stopnia piętrzącego we Wrocławku. Scharakteryzowano osady denne zbiornika na podstawie ich składu granulometrycznego i ogólnej zawartości substancji organicznej. Charakter sedimentacji powiązано z hydrodynamiką zbiornika na jego poszczególnych odcinkach.

Wstęp

W dziesięciolecie przed spiętrzeniem (1959—1968) Wisła na odcinku od Płocka do Wrocławka prowadziła średnio rocznie od 677 do 1191 m³ wód na sekundę. Wahania stanów osiągały 6 m (Głazik 1978). Zmienność siły erozyjnej i transportowej, ze względu na zróżnicowane stany oraz przepływy i prędkość, była duża. W obrębie koryta rzeka transportowała i akumulowała piaski i żwiry. W obrębie terasy zalewowej w okresach wysokich stanów wód akumulowała osady drobne, pylaste.

Po przegrodzeniu Wisły zaporą i rozpoczęciu piętrzenia (wiosną 1969 r.) prędkość płynięcia wód stopniowo malała. Pod koniec 1970 r. zakończono spiętrzenie rzeki. Cofka sięga ponad 58 km i kończy się powyżej Płocka. Wahania stanów wód nie przekraczają na ogół 1,5 m, wyjątkowo sięgają 2 m. Wielkość wahań bazy erozyjno-denuacyjnej Wisły na odcinku Płock-Wrocławek uległa ponad trzykrotnemu zmniejszeniu i regulowana jest obecnie potrzebami i bezpieczeństwem stopnia. Spadek zwierciadła wód zmniejszył się z 21 do 0,5 cm na 1 km biegu rzeki. Siła erozyjna i transportowa rzeki wyraźnie zmaleły. Pojawił się jednak nowy czynnik, a mianowicie abrazja brzegów, spowodowana falowaniem wiatrowym wód zbiornika. Erozja boczna rzeki została zastąpiona abrazją fal. W każdym przypadku przegrodzenia rzeki zaporą spada prędkość płynięcia wód, wyraźnie wzrasta szerokość i głębokość. To zmienia warunki hydrodynamiczne rzeki w zasięgu cofki i ułatwia działalność wiatru na powierzchni odkrytego akwenu.

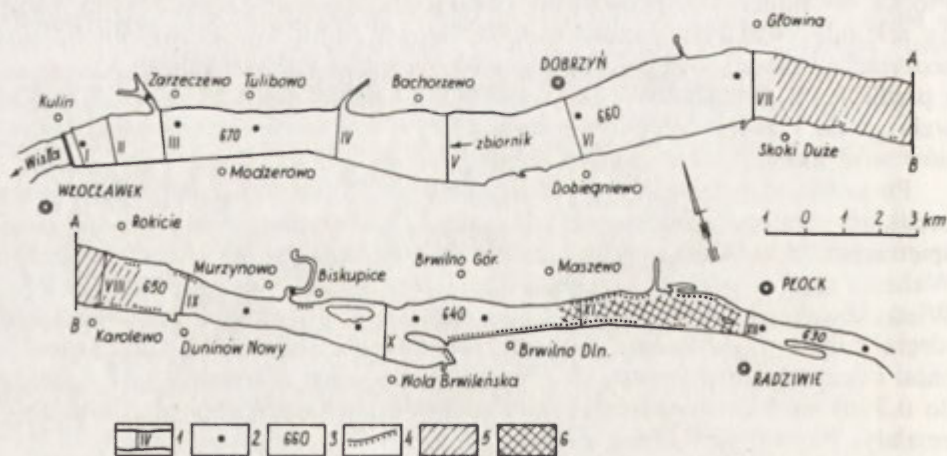
Przy normalnym poziomie piętrzenia zbiornik zajmuje powierzchnię 70,4 km². Średnia szerokość wynosi 1,2 km, maksymalna 2,4 km. Szerokość

Wisły wzrosła obecnie 2--5 razy. Przy zaporze poziom wody wzrósł o 10,7 m, w Dobrzyniu o 8,1 m, a w Płocku o 2,5 m w stosunku do średniego stanu wody przed spiętrzeniem. Średnia głębokość zbiornika wynosi 5,5 m, maksymalna natomiast 15 m. Maksymalne wysokości fal na granicy platformy przybrzeżnej (20--35 m od brzegu) nie przekraczają 1,1 m. Na otwartym akwenie, o głębokościach ponad 5 m, osiągają prawie 2 m.

Zmiana aktywności hydrodynamicznej rzeki wywołuje zmianę procesów nie tylko fizycznych lecz i biochemicznych. Zmiana ta zapisana jest w osadach dennych zbiornika, które wyraźnie, ostro odróżniają się od aluwów rzecznych — są przeważnie drobnoziarniste, ciemne.

Metodyka badania osadów dennych

Analizę osadów dennych przeprowadzono w ramach problemu MR I/25 w temacie *Dynamika brzegów zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku*. Próbkę osadów pobierano chwytaczem dna typu Ekman-Birge oraz dragą konstrukcji M. Grzesia. Dragą pobierano osady głównie w górnej części zbiornika, to jest powyżej Brwilna (km 640). Próbkę pobierano z warstwy dna o grubości 0--10 cm. W trzech okresach 1980 r. (zima, wiosna, lato) pobrano 95 próbek oraz 93 próbki wiosną 1982 r., bezpośrednio po zaniku katastrofalnych zjawisk lodowych. Ze 188 próbek około 60% pobrano w strefie brzegowej, tj. w pasie o szerokości do 150 m; reszta pochodzi z otwartego



Ryc. 1. Miejsca poboru próbek osadów dennych. 1 — przekroje poboru próbek (I--XII) 2 — próbki poza przekrojami, 3 — km biegu Wisły, 4 — zarefuleowane brzegi, 5 — przewidywana strefa maksymalnej akumulacji osadów, 6 — rzeczywista strefa maksymalnej akumulacji

Location of bottom sediments sampling. 1 — sections of sampling (I--XII) 2 — samples taken outside sections, 3 — distance covered by the Vistula in km, 4 — silted up banks, 5 — expected zone of maximal accumulation of sediments, 6 — actual zone of maximal accumulation

akwenu, głównie z dolnej i środkowej części zbiornika. Górną część zbiornika analizowano przeglądowo. Próbkę osadów pobierano w przekrojach poprzecznych; ich lokalizację przedstawiono na rycinie 1.

Analizy laboratoryjne zostały wykonane głównie przez Polskie Towarzystwo Gleboznawcze w Bydgoszczy. We wziętej do analizy próbce określono procentową zawartość frakcji o średnicy powyżej 1 mm. Dalszej analizie poddawano tylko pozostałą część próbek. Zawartość frakcji powyżej 1 mm wyjątkowo tylko przekraczała kilka procent, przeważnie była mniejsza od 1%. Zawartość substancji organicznej określano poprzez prażenie w temperaturze 550°C. Na podstawie wyników uzyskanych z analiz laboratoryjnych uziarnienia wykreślano krzywe kumulacyjne na siatce prawdopodobieństwa w jednostkach skali phi. Ze statystycznych wskaźników uziarnienia wyliczono: Md -- średni wymiar ziarn (medianę); Mz -- średnią średnicę ziarn oraz σ -- graficzny współczynnik wysortowania. Dwa ostatnie wskaźniki przedstawiono według metody R. L. Folka i W. C. Worda (1957; *vide* Racinowski 1973).

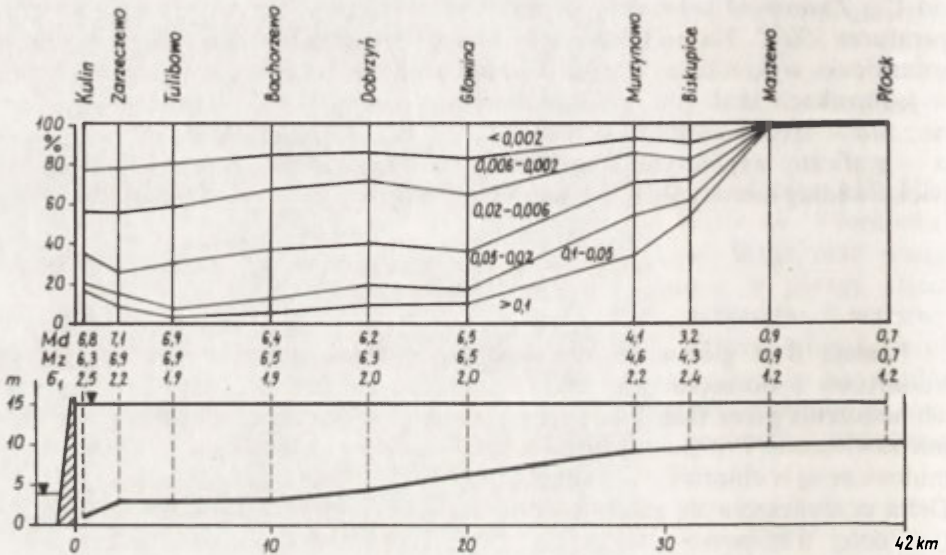
Źródła osadów

Istnieją dwa główne źródła dostawy osadów do zbiornika: transport tranzytowy z dorzecza oraz lokalna dostawa z brzegów i dna -- na skutek ich niszczenia przez fale. Wisła transportuje je w postaci wleczonej oraz w formie zawieszonej i rozpuszczonej. Osady wleczone -- piaszczyste i żwirowe akumulowane są w zbiorniku w postaci delty (stożka napływowego) poniżej Płocka. Delta przemieszcza się zależnie od wielkości przepływu: im większy przepływ tym dalej transportowane są do zbiornika osady rumowiska wlezonego. Według pomiarów Hydroprojektu we Włocławku (Śliwiński 1979) stwierdzono tu (w obrębie stożka napływowego) w końcu lat siedemdziesiątych odsypiska o miąższości 1,0–4,5 m. Zawiesina akumulowana jest poniżej delty. Średnia dostawa do zbiornika, za okres 1971--1978 wynosiła 1,4 mln m³, a w okresie 1978--1981 wzrosła do 2,2 mln m³ (*Procesy...* 1981). Wzrost tempa sedymentacji związany był ze zwiększonymi o prawie 30% średnimi rocznymi dopływami wód w latach 1979--1981. Około 12--19% rocznej wartości zamulania zbiornika stanowi materiał z rozmycia brzegów (Banach 1983). W 1980 r. ponad 45% długości brzegów zbiornika podlegało abrazji. Corocznie dostawało się z nich ponad 270 tys. m³ osadów, przy czym udział dostawy z lewego, niskiego brzegu stanowił tylko 12% ogólnej wartości.

Charakter osadów w przekroju podłużnym

W przekroju podłużnym (ryc. 2) widoczny jest wzrost przeciętnej średnicy ziarn od zapory w górę zbiornika (im większa wartość Mz tym mniejsza średnica ziarn w próbce). Od ujścia Skrwy (Biskupice) wzrost ten jest nagły. Od Maszewa natomiast udział ziarn o średnicy poniżej 0,1 mm jest znikomy.

Wzrasta tu również wysortowanie osadów — jest to już typowy osad facji korytowej, o nieznacznym zróżnicowaniu granulometrycznym. Procesy falowania odgrywają nieznaczną rolę w niszczeniu brzegów, segregacji i transporcie osadów. Siła transportowa i niszcząca rzeki wynika tu ze spadku zwierciadła wody. Czaszę zbiornika na głębokościach większych od 2,5—3,5 m wyścielają osady drobne, pyłaste oraz ilaste. Udział frakcji koloidalnej osiąga 12—25%. Ten typ osadu, o składzie mechanicznym gliny średniej i ciężkiej oraz pyłu



Ryc. 2. Granulometria osadów dennych w przekroju podłużnym zbiornika (sierpień 1980 r.). 1 — średni wymiar ziarn (mediana dla $\varnothing 50$), Mz — średnia średnica ziarn, σ — graficzny współczynnik wysortowania

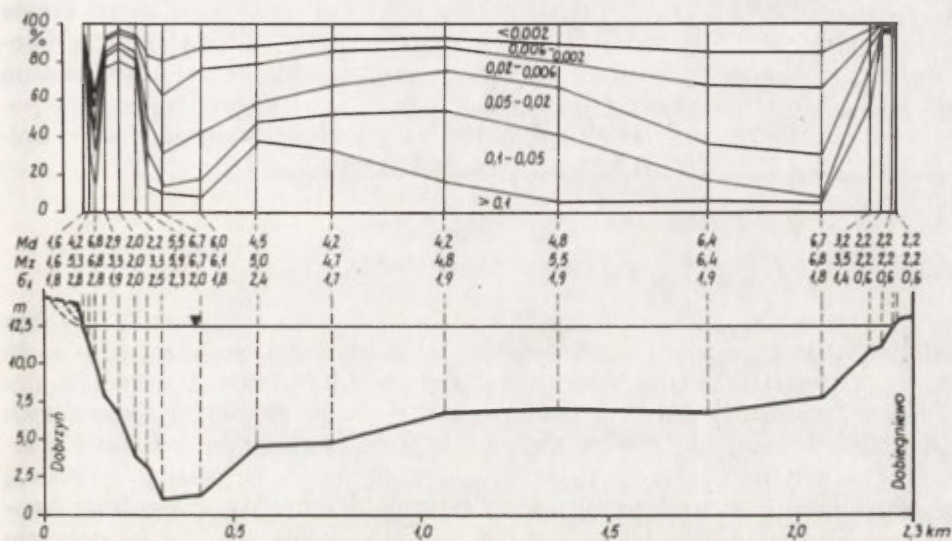
Granulometry of bottom sediments in the long section of the reservoir (August 1980). Md — medium size of grains (median for $\varnothing 50$), Mz — medium diameter of grains, σ — graphic coefficient of sorting

ilastego, a nawet iłu dominuje na odcinku prawie 30 km począwszy od zapory w górę rzeki. Ciężar właściwy tych osadów wynosi $1,1-1,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Więckowski 1979). Według C. J. Szamowa (Kurdiń i inni 1975) cząstki koloidalne akumulowane są na dnie, jeżeli prędkość prądu wód jest mniejsza od $0,24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Wtedy cząstki te nie ulegają erozji, podrywaniu i przenoszeniu.

Charakter osadów w przekroju poprzecznym

W przekroju poprzecznym zbiornika (ryc. 3) zaznacza się wyraźny spadek procentowego udziału ziarn o średnicy większej od $0,05 \text{ mm}$ w miarę oddalania się od brzegu, w pasie około 150 m. W pewnej odległości od linii

wody, której towarzyszą już znaczne głębokości akwenu (poniżej 2,5—3,0 m), ostro zaznacza się wzrost udziału ziarn większych, lepiej wysortowanych. Ten charakter sedymentacji jest typowy dla skarpy platformy (Banach 1983, ryc. 2), z której utwory drobniejsze znoszone są prądami stokowymi w głąb, do jej podstawy. Najmniejsza przeciętna średnica ziarn towarzyszy neutralnej strefie platformy przybrzeżnej oraz nurtowi rzeki w bliskim sąsiedztwie skarpy platformy. Takie urozmaicenie granulometryczne osadów jest charakterystyczne dla platformy przybrzeżnej prawego brzegu, któremu towarzyszą znaczne głębokości akwenu. Niszczona nadwodna część brzegu jest wysoka i urozmaicona litologicznie. Wzdłuż brzegów niskich, połączonych, jednorodnych



Ryc. 3. Granulometria osadów dennych w przekroju poprzecznym VI zbiornika (czerwiec 1980 r.).
Objaśnienia jak na ryc. 2

Granulometry of bottom sediments in the cross section of reservoir VI (June 1980). Explanations see Fig. 2

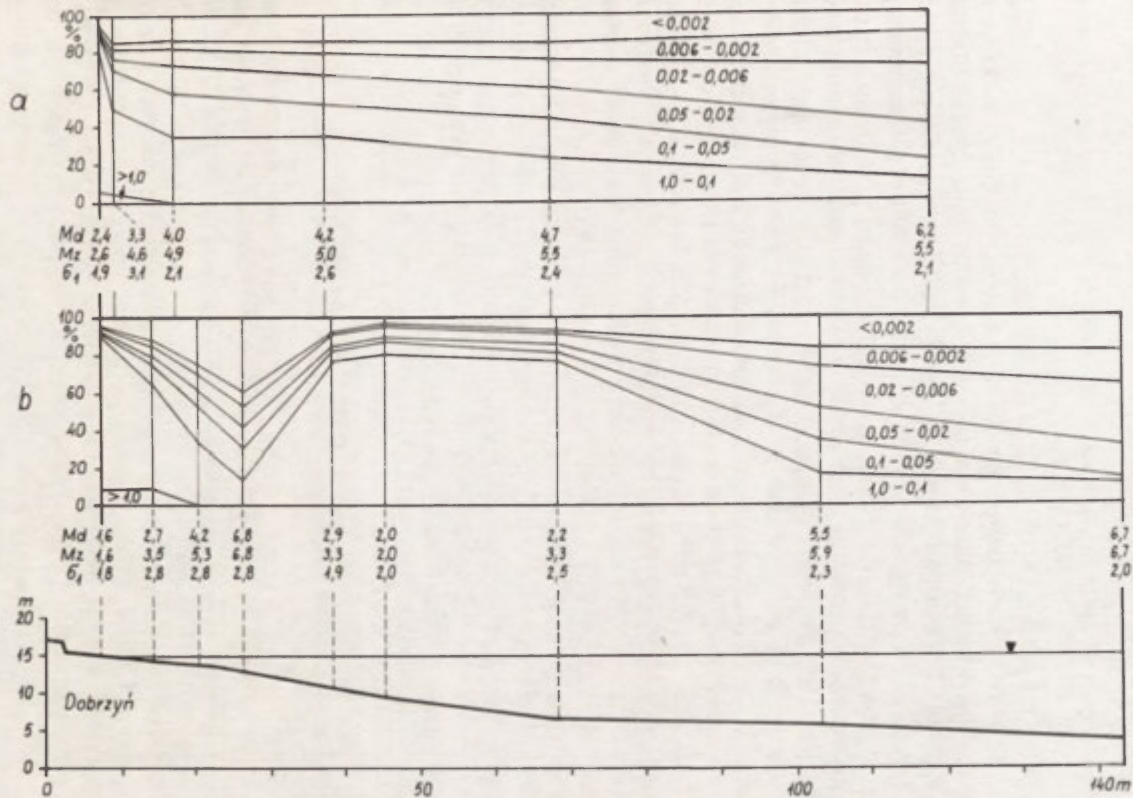
litologicznie brak na ogół charakterystycznego urozmaicenia granulometrycznego osadów na płyciźnie przybrzeżnej. Czynnikiem segregującym i transportującym osady w strefie brzegowej jest falowanie wiatrowe oraz pochodne od niego prądy. Na wielu odcinkach brzegu, w górnej części płycizny przybrzeżnej — na plaży zakumulowane są osady piaszczyste, średnio wysortowane. Niżej, na abrazyjnej części platformy zalegają osady piaszczyste, żwirowe i kamieniste. W wielu miejscach brak tu utworów akumulacji zbiornikowej. Akumulacyjną część platformy wyścielają różnoziarniste piaski, słabo lub bardzo słabo wysortowane. Poza strefą brzegową, na otwartym akwenu osady dennego są mało urozmaicone. Zróznicowanie granulometryczne wynika tu z różnic głębokości — na większych głębokościach zalegają osady drobniejsze.

Miąższość osadów

Największą akumulację osadów stwierdza się w górnej części zbiornika (ryc. 1) oraz w strefach brzegowych. W obrębie delty już w dziewiątym roku istnienia stopnia stwierdzono miąższość odsypów piaszczystych do 4,5 m (Śliwiński 1979). Miąższość osadów na zewnętrznej (dolnej) części platformy, wzdłuż prawego brzegu, przekracza miejscami 2,5 m. Wzdłuż lewego brzegu, gdzie zalane są połogie obszary, grubość osadów nie przekracza 1 m. Analiza kilku rdzeni osadów z otwartego akwenu, pobranych w marcu 1980 r. pozwala twierdzić, iż miąższość sedymentacji zbiornikowej w dawnym nurcie Wisły, w rejonie Dobrzyńnia nie przekracza 35 cm. W obrębie zalanych teras waha się od 30 do 75 cm. Płytko zalane kępy i wypukłości dna podlegają rozmywaniu. Do głębokości 2,5--3,0 m brak na nich akumulacji zbiornikowej. Pobrane nieliczne rdzenie osadów z otwartego akwenu nie pozwalają na wyliczenie i interpretację miąższości rocznej warstwy akumulacji na poszczególnych odcinkach zbiornika. W pierwszych latach wynosiła ona w dolnym odcinku 0,5--1,5 cm na rok (Więckowski 1979).

Wysortowanie osadów

Wysortowanie osadów dennych w zbiorniku, poza strefą plaży i stożka napływowego w rejonie Płocka jest słabe i bardzo słabe. Świadczy to o wielu źródłach dostawy osadów i okresowej zmienności hydrodynamicznej środowiska sedymentacji. Zbiornik jest akwenem wąskim, długim, o słabo rozwiniętej linii brzegowej. Jego oś jest zgodna z przeważającymi wiatrami z sektora zachodniego. Okresowo występujące bardzo silne wiatry powodują głębokie mieszanie wód przez fale, a pośrednio redepozycję osadów. Analiza osadów dennych pobranych przed powodzią letnią oraz po jej przejściu (czerwiec, sierpień 1980 r.) nie wykazała istotnych różnic zarówno w składzie granulometrycznym jak i w wysortowaniu. Świadczy to o braku „wymiatania” osadów akumulacji zbiornikowej ze strefy dawnego nurtu Wisły przy przejściu wód powodziowych. Zatory lodowe i towarzyszące im wezbrania powodują większe zaburzenia w charakterze sedymentacji osadów niż wezbrania powodziowe letnie. Po katastrofalnej powodzi zatorowej w styczniu 1982 r. stwierdzono na wielu odcinkach znaczne zmiany składu granulometrycznego. Pobrane w kwietniu 1982 r. próby wykazywały wzrost zawartości cząstek drobnych, pylistych w stosunku do składu w 1980 r., szczególnie w strefach brzegowych (ryc. 4). Spiętrzony w obrębie zatorów i na brzegach lód przesycony był różnoziarnistymi osadami mineralnymi, włącznie z resztkami fauny dennej (Banach i Grześ 1983). Po stopieniu się lodów pozostała w strefie brzegowej i na kępach warstwa osadu o miąższości do kilku centymetrów. Spływające ku zaporze kry lodowe oraz buły śryżu ulegały obtapianiu, a materiał mineralny o zróżnicowanym uziarnieniu opadał na dno, w „obce” sedymentologiczne środowisko. Zbiornik jest przykładem środowiska sedymentacji, gdzie wraz ze zmniejszaniem się przeciętnej średnicy



Ryc. 4. Granulometria osadów dennych w strefie brzegowej zbiornika. a — kwiecień 1982 r., b — czerwiec 1980 r. Inne objaśnienia jak na ryc. 2
 Granulometry of bottom sediments in the reservoir's coastal zone. a — April 1982, b — June 1980. Other explanation Fig. 2

ziarn zmniejsza się również stopień wysortowania. Taki układ „jest charakterystyczny dla środowisk o przewadze procesów sortowania w obrębie grubszej frakcji i okresowej dostawie źle wysortowanego materiału transportowanego w zawieszeniu w ośrodku transportującym” (Mycielska-Dowgiałło 1980, s. 20).

Substancja organiczna

Ogólna zawartość substancji organicznej waha się od kilku do kilkunastu procent i maleje w miarę oddalania się od zapory w górę rzeki. Podstawowymi źródłami cząstek organicznych są resztki roślinne i zwierzęce allochtonicznego i autochtonicznego pochodzenia, produkty roślinności naziemnej zatonionej przy zalaniu zbiornika oraz produkty rozkładu planktonu i bentosu. Znaczącym źródłem są również rozmywane węgle brunatne, występujące w utworach neogeńskich prawego brzegu. Cząstki roślinne mają mały ciężar w stosunku do swej objętości i dlatego łatwo są zmacane i przenoszone po akwenu zbiornika. Substancja organiczna akumulowana jest na głębokościach większych od rozmywającego zasięgu fal, który na ogół jest większy od podwójnej wysokości fali. W warunkach zbiornika włocławskiego jest to głębokość większa od 3,5 m. Dlatego też w obrębie delty w rejonie Płocka oraz w strefach platform przybrzeżnych stwierdza się bardzo małe ilości substancji organicznej, poniżej 1—2%.

Osady otwartego akwenu poniżej delty mają barwę ciemną, konsystencję galaretowatą. Po wyłożeniu osadu z czerpaka do miski stwierdza się często tęczowe barwy na powierzchni oraz silny zapach fenoli. Powyższe cechy są typowe dla osadów pomiędzy km 637 a 660, głównie wzdłuż prawego brzegu. Po wysuszeniu próby osad nieco jaśnieje.

Prognoza a stan obecny

W prognostycznym opracowaniu dotyczącym zamulania zbiornika przewidywano, że strąceniu ulegnie około 316,1 tys. m³ rocznie, co stanowi około 12,5% ogólnej ilości transportowanego przez rzekę rumowiska (Aleksiński 1955). Nie przewidywano w ogóle akumulacji materiału koloidalnego. Największa akumulacja w roku przeciętnym miała zachodzić na odcinku 650,10 — 656,25 km biegu Wisły i miała wynosić 12,9 mm rocznie. Stwierdzona rzeczywista wielkość średniej rocznej akumulacji (za okres 1971—1978) wynosiła 1,4 mln m³ (Śliwiński 1979); jest to wielkość przeszło czterokrotnie większa od przewidywanej. Miąższość osadów w strefie największej akumulacji przewyższa kilkadziesiąt razy przewidywaną i zachodzi około 10 km wyżej (ryc. 1). Nie przewidywana akumulacja cząstek koloidalnych stanowi jednak 10—25% osadu odkładanego na odcinku około 30 km od stopnia. Udział tej frakcji, za której główne źródło uznać należy rozmywane ropy plioceńskie prawego brzegu, maleje w górę rzeki. Nie przewidywane „nawet w dalszej przyszłości” roboty pogłębiarskie w górnych partiach cofki stały się konieczno-

ścią już po 10 latach istnienia stopnia. Szczególnie drastyczna potrzeba intensyfikacji tych prac wystąpiła po klęsce powodzi w tym rejonie zimą 1982 r. Naturalny proces akumulacji został zaburzony. Od 1982 r. pogłębiarki „ujmują” z czaszy zbiornika około 2 mln m³ gruntu rocznie, głównie z dawnych kęp śródkorytowych oraz z delty. Osady te zdeponowuje się w strefie brzegowej, podwyższając głównie tamy boczne (ryc. 1). W wyniku tych prac wstrzymany został już na prawie kilkunastu kilometrach proces abrazji brzegu macierzystego, brzegu o zróżnicowanej litologii. Maleje więc dostawa cząstek koloidalnych do zbiornika, ponieważ refulowane w strefie brzegowej osady to różnoziarniste piaski, pozbawione cząstek drobnych.

Największą aktywność hydrodynamiczną wykazuje strefa brzegowa zbiornika oraz górna jego część, czyli strefa wyklinowywania się cofki. W strefach tych zachodzi największa akumulacja osadów, przeważnie gruboziarnistych, średnio lub słabo wysortowanych. Dolna i środkowa część zbiornika wykazuje nieznaczną aktywność hydrodynamiczną. Akumulacja jest tu wielokrotnie mniejsza, głównie osadów drobnoziarnistych, słabo i bardzo słabo wysortowanych.

LITERATURA

- Aleksiński K. 1955, *Ruch rumowiska a zamulanie zbiornika (w:) Projekt stopnia piętrzącego na rzece Wiśle we Włocławku*, CBSiPBW Hydroprojekt, Włocławek.
- Banach M. 1983, *Zmiany brzegów zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku (w:) Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN Warszawa—Łódź, s. 109—126.
- Banach M., Grześ M. 1983, *Zator śryżowo-lodowy na Wiśle — styczeń 1982 rok*, Gosp. Wodna, 1, s. 14—21.
- Glazik R. 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2—3, 119 s.
- Procesy sedymentacyjne w zbiorniku „Włocławek”*, maszynopis w Hydroprojekcie O/Włocławek.
- Kurbin W. P., Ziminowa N. A., Taczałow S. N., Jarostawcew N. A., Szmielowa E. A. 1975, *Grunty dna i wzwiesi w wodzie wodochraniliszcz (w:) Gidrometeorologiczeskij reżim ozier i wodochraniliszcz ZSRR. Wodochraniliszczna wierchniej Wolgi*, Gidromieteoizdat, Leningrad, s. 154—178.
- Mycielska-Dowgiatto E. 1980, *Wstęp do sedymentologii*, WSP Kielce.
- Racinowski R. 1973, *Analiza uziarnienia (w:) Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wyd. Geol. Warszawa, s. 331—355.
- Śliwiński W. 1979, *Stopień wodny „Włocławek” — procesy sedymentacyjne w zbiorniku*, Informator Projektanta „Hydroprojekt”, 3, s. 1—4.
- Więckowski K. 1979, *The silting processes of the artificial water reservoirs in the Polish Lowland*, Geogr. Pol., 41, s. 63—71.

МЕЧИСЛАВ БАНАХ

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ — ПОКАЗАТЕЛЬ ГИДРОДИНАМИКИ ВЛОЦЛАВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

После постройки плотины в г. Влоцлавек в 1969 г. был сделан подпор воды на реке Висле на ок. 11 м. Подпор достиг больше 58 км. Амплитуда уровней воды

уменьшилась почти в три раза и обычно не превышает 1,5 км. Уклон водной поверхности уменьшился с 21 до 0,5 см на км течения реки. В несколько раз увеличилась ширина и глубина. Сила эрозии и транспорта реки явно уменьшилась. Боковая эрозия была заменена абразией волн. В условиях естественного стока Виса транспортировала и накапливала в русле песок и гравий. Во время паводковых уровней воды река накапливала на заливной террасе мелкие пылевидные отложения.

Изменение гидродинамической активности реки, вызванное перекрытием её плотиной записана в донных отложениях. На участке почти 30 км от плотины вверх водохранилища его чаша выполнена мелкими пылевидными и иловатыми отложениями. Цвет отложений тёмный, сортировка слабая и очень слабая (рис. 2). Максимальная аккумуляция влекомых Вислой наносов происходит на верхнем участке водохранилища в зоне выклинивания подпора воды, ниже города Плоцк (рис. 1). За 9 лет мощность отложений достигла здесь в некоторых местах 4,5 м. В береговой зоне водохранилища заметна большая изменчивость гидрологической активности. В полосе ок. 150 м помещается целая гамма отложений: от вапунно-каменистой фации, залегающей абразионную часть платформы, до иловатой фации в соседстве свала (рис. 3 и 2). Транспортирующим и сортирующим отложения фактором являются здесь волны и течения. Вода наводнения (без льда) не вызывает заметных изменений в грануляции отложений. Катастрофические паводковые уровни воды вызванные затором льда являются на многих участках причиной довольно существенных изменений грануляции, особенно в береговых зонах (рис. 4). Заторы являются важным фактором перемещения донных отложений и влияют на понижение их сортировки на открытой акватории. Естественный процесс аккумуляции отложений в водохранилище был нарушен в 1982 году, когда начались интенсивные работы по углублению в цели предотвращения повышения кривых подпора воды, вызванных изменением отметок дна. Ежегодно добывается из чаши водохранилища ок. 2 млн. м³ почвы. главным образом из прежних внутри русловых островов неглубоко затопленных, а также из дельты. Эти отложения откладываются в береговой зоне, главным образом путём повышения боковой плотины (рис. 1).

MIECZYŚLAW BANACH

BOTTOM SEDIMENTS — AN INDICATOR OF HYDRODYNAMICS OF THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR

After a dam had been constructed in Włocławek in 1969 the Vistula river was ponded by about 11 m. The water back reached as far as over 58 km. The amplitude of water stages decreased nearly three times and usually is not higher than 1.5 m. The water surface slope went down from 21 to 0.5 cm per one kilometer of the river course. The width and depth increased several times. The erosional and transportation power of the river clearly decreased. The lateral erosion was replaced with wave abrasion. Under the conditions of natural outflow the Vistula transported and accumulated sand and gravels in its channel. At times of high water level it accumulated fine-grained, dusty deposits in the flood terrace.

A change in the river's hydrodynamic activity brought about by its damming is expressed in bottom sediments. In a stretch of nearly 30 km up the reservoir from the dam the reservoir area is covered with fine-grained dusty and clayey sediments whose mechanical composition is that of medium-weight and heavy clay and clayey dust or even clay. The colour

of sediments is dark and the sorting of sediments either poor or very poor (Fig. 2). The accumulation of bed load in the Vistula river is maximal in the upper part of the reservoir in the zone where the water back has thinned away below Plock (Fig. 1). After nine years the thickness of sediments was up to 4.5 m at some places.

The coastal zone of the reservoir is characterized by high variability of hydrodynamic activity. The belt of some 150 m contains an entire range of sediments; from block-stony facies occurring in the abrasion part of the platform to clayey facies near the platform's scarp (Fig. 3 and Phot. 2) The transporting and segregating agent for the sediments is the wawing and related currents.

The passing of flood waters (without ice) does not result in noticeable changes in the grain-size of sediments. Disastrous high water levels brought about by ice dams result in fairly significant changes in grain-size, especially in coastal zones (Fig. 4). Ice dams are significant factors of redeposition of bottom sediments and cause a decrease in their sorting in an open water area. The natural process of accumulation of sediments in the reservoir was disturbed in 1982 when intensive redging work started with a view to prevent the rise in back water curves resulting from a change of bottom ordinates. About 2 million cubic metres of ground are taken away from the reservoir area every year, mostly from former mid-channel islands not deeply submerged and from the delta plain. Those sediments are deposited in the coastal zone, mostly raising longitudinal dikes (Fig. 1).

Translated by *Aneta Dylewska*

MAREK GRZEŚ

Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle

Ice jams and ice jam floods in the Lower Vistula

Zarys treści. W artykule omówiono wybrane problemy związane z powodziami zatorowymi na dolnej Wiśle. Dokonano krótkiego przeglądu historycznego najwyższych znanych wezbrań zatorowych. Zwrócono uwagę na wpływ zabudowy hydrotechnicznej dolnej Wisły na przebieg zlodzenia rzeki. Przedstawiono rozwój technik łamania lodów jako czynnej metody walki z zatorami różnego typu. Omówiono przyczyny i przebieg nadpiętrzeń zatorowych na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” w ciągu czternastu lat jego eksploatacji. Przeprowadzono próbę usystematyzowania przyczyn powstawania zatorów różnego typu na rzece swobodnie płynącej i spiętrzonej. Na podstawie bogatego materiału archiwalnego wykazano, że dolna Wisła była i jest predysponowana do powstawania zatorów i to w okresach zarówno tworzenia się, jak i zaniku pokrywy lodowej. Stwierdzono, że zagrożenie powodziami zatorowymi w znacznym stopniu zależy od stanu zabudowy hydrotechnicznej rzeki i efektywności łamania lodów.

Wstęp

Na rzekach w umiarkowanych i w wysokich szerokościach geograficznych zjawiska lodowe są przyczyną katastrofalnych powodzi. Wezbrania wywołane zatorami są gwałtowne, a ich przyczyny w niedostatecznym stopniu poznane (Michel 1971, Beltaos 1983). W ciągu ostatnich kilkunastu lat rozwinęła się w hydrologii nowa gałąź zajmująca się rolą zjawisk lodowych w kształtowaniu odpływu (Bolsenga 1968, F. R. Ficke i J. F. Ficke 1977). Jednak w większości przypadków określenie kiedy i gdzie powstanie zator jest bardzo trudne. Poszczególne rzeki, a nawet ich odcinki należy traktować indywidualnie, a przenoszenie wypracowanych formuł z innych obiektów jest zawodne. Badania zatorów lodowych (sryżowych) powinny być poprzedzone inwentaryzacją tych zjawisk i to w miarę z jak najdłuższego okresu. Inwentaryzacja dostarcza podstawowego materiału przy wyznaczaniu zatorogennych odcinków rzeki i wysokości maksymalnych wezbrań zatorowych (Williams i MacKay 1973). Są to niezbędne informacje przy wszelkiego rodzaju projektach inżynierskich, jak również przy badaniu związków pomiędzy typem koryt (podatnością na tworzenie się zatorów) a ich hydrauliką.

Konieczność prowadzenia badań dotyczących zatorów i powodzi zatorowych w literaturze polskiej podkreślano już wielokrotnie (Kobendzina 1954, Wokroj 1954, Mikulski 1963, Paślawski 1970, Wiśniewski 1975). Problema-

tyka ta poruszona jest w wielu opracowaniach monograficznych powodzi (Kolberg 1861, Puciata 1884, Maksimowicz 1904, Walawander 1932, Mikulski 1954, 1957, 1962, 1963, Tyszka 1954), jak również w opracowaniach dotyczących tylko zjawisk lodowych (Zubrzycki 1927, Paczońska 1937, Gołek 1957, 1973). Na ogół omawiane są tylko przypadki katastrofalnych wezbrań zatorowych. Wobec braku innych precyzyjnych kryteriów, wielkość strat spowodowanych przez powódź zatorową przyjmowana jest często za skalę zatoru. Jedynie w wypadkach, gdy spiętrzenie jest obserwowane na wodowskazach, dokonuje się szacunków jego wysokości.

Wezbrania zatorowe są zjawiskiem lokalnym i krótkotrwałym. Często jednak są przyczyną katastrofalnych powodzi w dolinie rzeki, a szczególnie w dolinie rzeki obwałowej. Niszczącej działalności płynącej wody na terenach zalanych towarzyszy napór mas lodu, powiększając straty, utrudniając ewakuację ludzi i ich dobytku. W polskich przepisach hydrotechnicznych brak jest odpowiednich norm regulujących sprawę zabezpieczenia przed powodzią zatorowymi. Wynika to między innymi ze słabej znajomości problemu i traktowania powodzi zatorowych jako zjawiska nadzwyczajnego i niezwykle rzadko występującego o praktycznie nie szacowanym prawdopodobieństwie.

Katastrofalna powódź zatorowa jaka miała miejsce w styczniu 1982 r. na Wiśle i zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” skłoniła autora do przedstawienia wybranych problemów związanych z zatorami i powodzią zatorowymi na dolnej Wiśle.

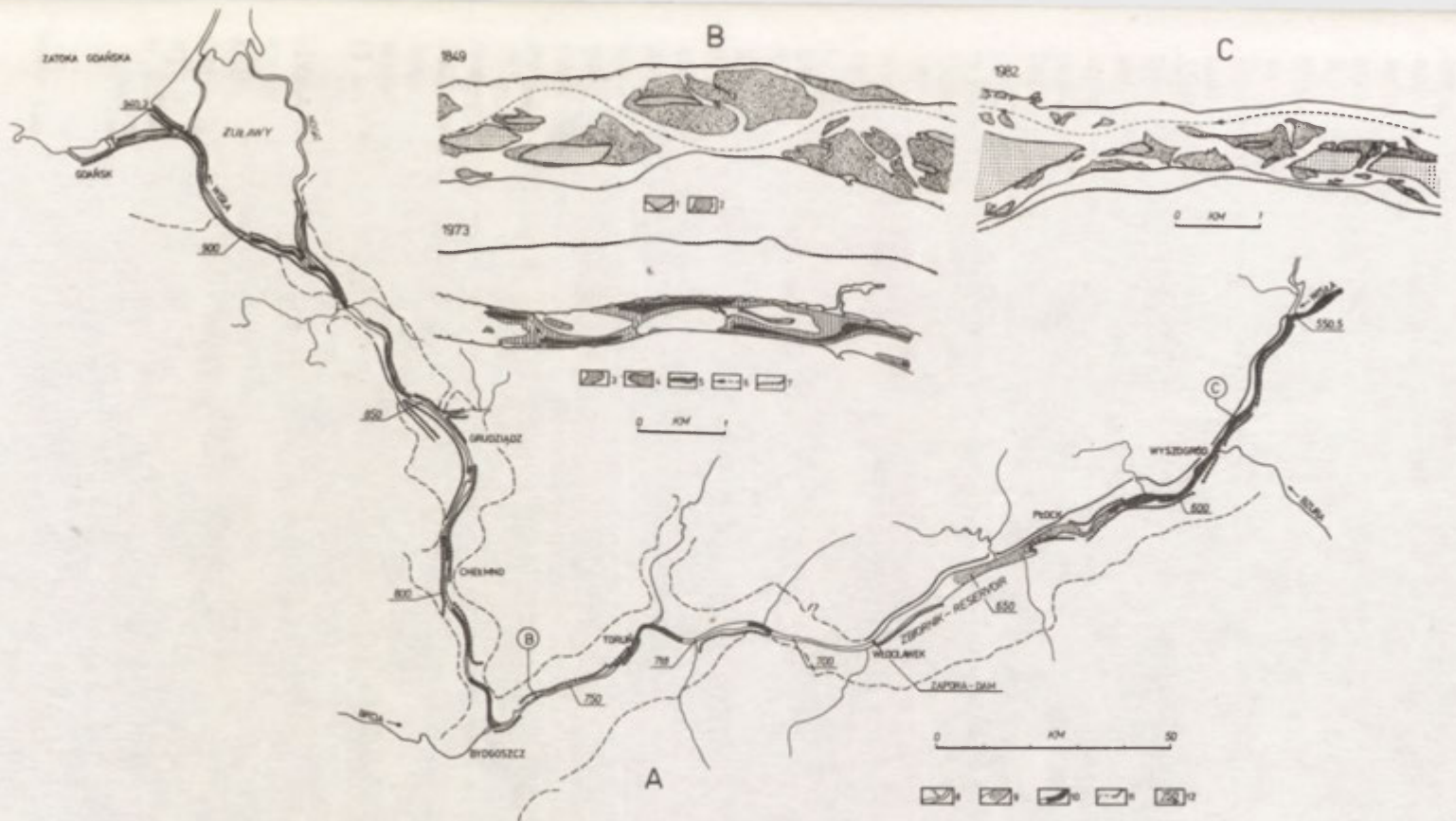
Pod względem zabudowy hydrotechnicznej koryto dolnej Wisły można podzielić na cztery odcinki:

1. od km 550,5 (ujście Narwi) do km 618 (koniec cofki stopnia wodnego Włocławek), koryto rzeki nieuregulowane i obwałowane;
2. od km 618 do km 674,85, zbiornik stopnia wodnego „Włocławek”;
3. od km 674,85 (stopień wodny „Włocławek”) do km 718 (rejon Silna, była granica zaborów), częściowa regulacja obwałowanego koryta;
4. od km 718 do km 940,3 (ujście) obwałowany i uregulowany odcinek rzeki. Niektórzy autorzy za dolną Wisłę uważają tylko odcinek od Narwi do odgałęzienia Nogatu. Wyodrębniają deltę rzeki, odznaczającą się skomplikowanym systemem zabudowy hydrotechnicznej oraz wpływem morza na hydrologię (Jędrysik i Rusak 1982).

Do Nogatu około 685,3 km² doliny dolnej Wisły chronione jest zaporami i wałami przeciwpowodziowymi. Stan zabezpieczenia przeciwpowodziowego jest jednak zróżnicowany. Pomimo istniejących i budowanych obwałowań na tak zwaną wodę stuletnią na 607 km² terenów, zagrożenie klęską powodzi jest znaczne (Rusak 1982). Przewyższenie korony wałów nad wysoką wodę powodziową ($Q_{1\%}$) wynosi od 1,25 do 5,5 m.

Powódzie zatorowe na dolnej Wiśle do końca XIX wieku

Pierwsze informacje o powodziach znaleźć można w kronikach Długosza, Bielskiego, Kromera i Wapowskiego, w starych archiwach klasztornych i koś-



Ryc. 1. A — mapa dolnej Wisły; B — przykłady koryta przed i po regulacji (według Z. Babińskiego, 1983); C — przykład dzikiego, nieregulowanego koryta (na podstawie zdjęć lotniczych): 1 — kępy, 2 — łachy, 3 — łachy centralne, 4 — głębokości do 2 m, 5 — głębokości poniżej 2 m, 6 — nurt, 7 — wały przeciwpowodziowe, 8 — odcinki rzeki, na których nie obserwowano zatorów, 9 — zatory w granicach zbiornika, 10 — odcinki rzeki, na których obserwowano zatory, 11 — granica doliny, 12 — km biegu rzeki

A — map of Lower Vistula; B — channel before and after regulation (after Z. Babiński, 1983); C — braided unregulated channel (on the basis of airphotographs): 1 — sand banks, 2 — bars, 3 — mid-channel bars, 4 — depths up to 2 m, 5 — depths below 2 m, 6 — talweg, 7 — embankments, 8 — stretches of river where no ice jams recorded, 9 — ice jams within reservoir, 10 — stretches of river where recorded, 11 — valley boundary,

cielnym (Mamak i Tyszka 1954, Mikulski 1963). Trudno jednak z całą pewnością stwierdzić, która z odnotowanych powodzi była zatorową. Cenny materiał o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w okresie od X do XVI wieku przedstawiony został przez R. Girusia i W. Strupczewskiego (1965). W tym zbiorze wyjątków ze źródeł historycznych znajdujemy wiele danych o zlodzeniu i powodziach zatorowych na dolnej Wiśle, najczęściej jednak o szkodach przez nie spowodowanych. Dotyczą one głównie ujścia Wisły, Nogatu i rejonu Torunia. Zatorowe sytuacje miały miejsce między innymi w: 1415, 1427, 1456, 1465/66, 1518/19, 1544 i 1584 r. Kulminacja ostatniego wezbrania zatorowego oznaczona jest tablicą na Bramie Mostowej w Toruniu. Na murach starego miasta znajdują się liczne tablice znaczące wysokie stany wody poczynając od 1570 r. Większość dat na tych znakach pochodzi z okresu luty–marzec. Należy jeszcze przeprowadzić dokładniejszą analizę, które z nich są poziomami zatorowymi. Informacje o porównywalnej wartości sięgają XVIII w. W. Kolberg (1861) podaje dane o zlodzeniu Wisły poczynając od 1724 r. Autor ten jako pierwszy w literaturze polskiej podejmuje próbę analizy przyczyn powstawania zatorów. Odnotował on wystąpienie katastrofalnych powodzi na przełomie lat: 1828/29, 1839/40, 1844/45. Były to wezbrania zatorowe w okresie formowania pokrywy lodowej (zatory śryżowe). Warto w tym miejscu zacytować zdanie z pracy W. Kolberga (1861, s. 240–241): »Najniebezpieczniejszy stan objawia się wtenczas: gdy lody stawają przy wielkiej wysokości wody, gdy zamrażanie trwało długo i gdy stan wody podczas zamrażania jest niezwykle wysoki«. Najgroźniejsze zatorowe powódzie wiosenne (zatory lodowe) na odcinku Warszawa–Wyszogród miały miejsce w latach 1817, 1839, 1845, 1846 i 1855. W czasie wiosennego pochodu lodów wielokrotnie niszczone były mosty, które ze względu na niewielkie odległości pomiędzy podporami bywały często przyczyną powstawania zatoru. Na przykład w 1829 i w 1839 r. mosty w Warszawie uległy całkowitemu zniszczeniu. W rejonie Kwidzyna i Tczewa powstały liczne wyrwy w wałach (Wojtkiewicz 1926). W latach 1817–1864 w rejonie Warszawy zarejestrowano 14 wielkich powodzi, z czego połowa to powódzie zatorowe (Kobendzina 1954). Do najgroźniejszych należała zima 1854/55. Wiosną 1855 r. pod Tczewem powstał zator, spiętrzone wody w 66 miejscach przerwały wały, 126 wsi uległo zalaniu i całkowitemu zniszczeniu, śmierć poniosły 102 osoby (Maksimowicz 1904). Powierzchnię terenów zalanych oceniono na 440 km². W tym samym roku zostały również przerwane wały w okolicy Torunia (42 wyrwy), Chełmna (29 wyrw), Kwidzyna (3 wyrwy) i Gniewu (Wojtkiewicz 1926).

Do odcinków wybitnie zatorogennych należy ujście Wisły. W. Danielewicz (1983) podaje, że w latach 1328–1896 zarejestrowano 174 przypadki przerwania wałów na skutek wezbrań zatorowych. Należy podkreślić, że rzędna kulminacji wezbrania zatorowego nie musi być wcale wyższa do zderzenia korpusu wału przez napierające masy lodu i powstania w nim inicjalnej wyrwy. M. Zajbert (1975) uważa, że jest to jedna z przyczyn powstania wyrw w wałach w przypadku wezbrania zatorowego.

W styczniu 1840 r. w rejonie Pleniewa powstał zator, spiętrzone wody

przerwały mierzeję o szerokości około 1,5 km. W dniu 1 lutego w Górkach Wschodnich Wisła utorowała sobie nowe ujście do Zatoki Gdańskiej. Koryto o szerokości 300 m powstało w ciągu jednej nocy. W ciągu kilku następnych dni zostało poszerzone do 750. Dalszego skrócenia biegu rzeki dokonał już człowiek. W 1895 r. w Świbnie wykonano przekop; głównym celem tych prac było ułatwienie spływu lodów do Zatoki Gdańskiej (Matkiewicz 1920, Wojtkiewicz 1926, Kowalczyk 1954).

W końcu XVIII w. podjęto nieudaną próbę pokierowania dopływem lodów do Nogatu za pomocą wałów i tak zwanego jazu lodowego. Zabieg ten nie dał oczekiwanych rezultatów i w czasie wiosennego pochodu lodów, szczególnie przy zachodnim wietrze, znaczne ilości lodu wpływały do Nogatu. Doprowadzało to do groźnych piętrzeń zatorowych. Jedno z najwyższych miało miejsce w 1888 r. pod Malborkiem. W 1915 r. Nogat zamknięto służą i całość lodów pokierowano wprost do Zatoki Gdańskiej (Wojtkiewicz 1926).

Cennych informacji dostarczają prace J. Słowikowskiego (1881, 1892). Przeprowadził on próbę wyjaśnienia przyczyn tworzenia się lodu dennego, śryżu, zatorów śryżowych i lodowych, zwrócił też uwagę na związek pomiędzy stanem koryta (regulacja) a podatnością rzeki na tworzenie się zatorów. Na podstawie kilkunastoletnich obserwacji z rejonu Warszawy stwierdził, że Wisła zamarza znacznie szybciej przy niskich stanach wody, w związku z mniejszymi prędkościami przepływu. W rejonie przystani dla statków oraz przy wytyczaniu szlaku żeglownego na początku każdego sezonu nawigacyjnego stwierdzano wielokrotnie na nieregulowanej rzece duże zmiany w układzie nurtu. Wywołane były one zjawiskami lodowymi. Ruszenie zatoru lub zanik dużej zabijki śryżowej odbywa się na ogół przez „ominięcie” spiętrzonych wód i zmianę położenia nurtu, pogłębienie pozanurtowych części koryta, a często i starorzeczy. Do groźnych sytuacji dochodzi gdy nurt znajdzie się przy wale — może on zostać rozmyty w ciągu kilku godzin. Takie sytuacje obserwowano na całej dolnej Wiśle, a bardziej szczegółowo opisuje je M. Raczyński (1935) w rejonie Nieszawy i Ciechocinka po groźnych sytuacjach zatorowych w 1868 i 1892 r.

Powtarzające się co roku sytuacje zatorowe na Wiśle w granicach byłego zaboru rosyjskiego doprowadziły do powołania przez ówczesne władze pięcioosobowej komisji do zbadania przyczyn tworzenia się zatorów i możliwości złagodzenia ich skutków. Wyniki prac tej komisji przedstawił jej członek M. A. Puciata (1894). Dokonana została krytyczna ocena zabezpieczenia przeciwpowodziowego. Za niewystarczającej wysokości i słabej konstrukcji uznano wały na całym odcinku Wisły w granicach byłego zaboru rosyjskiego. Krytycznej ocenie poddano lokalizację wałów (zmienna szerokość międzywała). Przeprowadzone zostały kompleksowe badania kilkunastu zatorów od Dębina do Wyszogrodu. Na specjalnie w tym celu zainstalowanych wodowskazach prowadzono obserwacje, których wyniki przekazywane były drogą telegraficzną do Warszawy. M. A. Puciata dokonał pierwszej w świecie typologii zatorów. Uwzględnił w niej okres powstawania zatoru i czas jego trwania. Opracowana została instrukcja pirotechnicznej walki z zatorami różnego typu. W tym celu przeszkolono grupy minerów. W końcowym raporcie komisji

postulowano prowadzenie systematycznych badań morfologii koryta Wisły jako głównego czynnika decydującego o powstawaniu zatoru. Stwierdzono, że budowie nowych i przebudowie starych wałów (zwiększenie wysokości, wzmocnienie konstrukcji) towarzyszyć musi równoczesna regulacja rzeki. Komisja zaproponowała wykorzystanie doświadczeń nabytych przy regulacji Wisły w zaborach austriackim i pruskim.

Na przełomie XIX i XX wieku stan zabezpieczenia przeciwpowodziowego na Wiśle w granicach zaboru pruskiego uznano za wystarczający. Wyjątek stanowiły piętrzenia zatorowe, które wielokrotnie podwyższały kulminację wezbrania roztopowego. Jak twierdzi M. Wojtkiewicz (1926) prawie wszystkie powódzie w XIX w. były zatorowe. Katastrofalny przebieg miała wspomniana już wyżej powódź zatorowa w 1829 r. w rejonie uścia Wisły. Na odcinku kilku kilometrów wały zostały doszczętnie zniszczone przez lód i wodę. W 1830 r. oficjalnie rozpoczęto w Prusach zakrojoną na szeroką skalę kompleksową regulację Wisły na odcinku 222 km jej biegu. Budowę obwałowań praktycznie zakończono w 1915 r. M. Matakiewicz (1920) uważał, że regulacja koryta rozpoczęta w połowie XIX w. nie spełniała pokładanych w niej nadziei jeśli chodzi o bezzatorowe spływanie lodu. Stwierdzono wówczas, że w niektórych wypadkach budowie regulacyjne utrudniają bezzatorowe spływanie lodu. Problem ten został omówiony w dalszej części artykułu.

W końcu XIX w. na Wiśle w granicach zaboru pruskiego miały miejsce dwie wielkie powódzie zatorowe. W marcu 1888 i 1891 r. lody ruszyły wcześniej w górnym biegu rzeki. Spływający lód zatrzymał się na zwartej pokrywie lodowej na tak zwanej Wiśle Nierozdzielonej (powyżej Nogatu, km 887). W połowie marca 1888 r. poniżej Montawskiego Cypla utworzył się zator lodowy, piętrząc wodę ponad rzędne niewykończonych jeszcze i słabych wałów. Podobny przebieg miało zejście lodów w marcu 1891 r. W rejonie Kępy Korzeniowskiej utworzył się zator, w kilku miejscach zostały uszkodzone wały. Wysokość piętrzenia zatorowego oceniono na około 2 m (Wojtkiewicz 1926). W przypadku tego zatoru zwrócono uwagę na bardzo istotny moment. Spiętrzone wody popłynęły bocznym ramieniem i nieobwałowanym fragmentem doliny za Kępą Korzeniowską, doprowadzając do „podtopienia” zatoru od strony dolnej wody i jego ruszenia (W. Keller *vide* Wojtkiewicz 1926). Po 1896 r. wprowadzono już systematyczne łamanie lodu na Wiśle przy pomocy lodolamaczy parowych. Zejście lodów odbywało się już w sposób mniej lub bardziej kontrolowany, zależnie od stopnia wypełnienia koryta.

Przegląd środków ochrony przed powodzią zatorowymi stosowanych do końca XIX wieku

Po serii katastrofalnych powodzi letnich i zimowych (zatorowych) władze pruskie rozpoczęły w połowie XIX w. kompleksową regulację rzeki już obwałowanej. Celem regulacji rzeki było poprawienie warunków nawigacyjnych, przeciwdziałanie tworzeniu się zatorów różnego typu oraz całkowita likwidacja zagrożenia powodziowego. Opisany powyżej bierny system ochrony

przeciwpowodziowej nie wyeliminował całkowicie groźby powodzi zatorowych. Pokrywa lodowa na rzece tworzy się najczęściej przy średnich i niskich stanach wody. Znaczna ilość ostróg „zakotwicza” pokrywą lodową, wykluczając możliwość jej przemieszczania się z biegiem rzeki. Średnio na 1 km rzeki przypada 7 ostróg o łącznej długości około 1000 m (Rusak 1982). Dopiero po podniesieniu się stanu wody ponad ich rzędną możliwy jest ruch pokrywy lodowej (Niese i Schmidt 1918). Zmienna szerokość międzywała wraz z nieodpowiedniej konstrukcji wałami nie chroniły doliny przed zalewami, tak jak to zakładano w projektach. Wielokrotnie lód niszczył korony wałów zanim przelała się przez nie woda. Stwierdzono istotne zmiany w układzie nurtu po okresach intensywnego zlodzenia rzeki.

W kilka lat po rozpoczęciu zabudowy hydrotechnicznej Wisły zaszła konieczność zastosowania doraźnych środków ułatwiających bezzatorowe spływanie lodu (obrona czynna). Równocześnie na zatorogennych odcinkach wzmocniono i podwyższono wały (W. Keller, *vide* Wojtkiewicz 1926).

Na Wiśle od jej ujścia do Nogatu w latach sześćdziesiątych XIX w. stosowano niewielkie ładunki prochu do kruszenia lodu. Przed spodziewanym pochodem lodów wykonywano w ten sposób rynny o szerokości 40–200 m i długości 35–66 km. W 1879 i 1880 r. dodatkowo zastosowano sanie specjalnej konstrukcji. Miały one kształt płaskiej łodzi obciążonej kamieniami. Ciągnięte były przez dwie grupy robotników, każda liczyła 220 osób (!). Lód łamany pod ciężarem san spływał do Zatoki Gdańskiej (Maksimowicz 1904, Wojtkiewicz 1926, Wiśniewski 1975).

W 10 lat po wprowadzeniu do eksploatacji na Łabie pierwszego w świecie lodołamacza w 1881 r. w Gdańsku zbudowano lodołamacz „Weichsel”, o mocy 120 kM (Maksimowicz 1904). Już w 1886 r. na Wiśle eksploatowano 11 jednostek o łącznej mocy 217 kM. W latach 1883–1897 lodołamacze wykonały 1070 km biejących rynny o szerokości do 250 m. Ze względu na duże zanurzenie (do 1,9 m) stosowanie lodołamaczy nie zawsze było możliwe. Projektowana głębokość żeglowna 1,67 m przy średniej niskiej wodzie nie została osiągnięta (Niese i Schmidt 1918). W związku z tym tylko raz od 1882 do 1902 udało się wyłamać rynnę do granicy zaboru w rejonie Silna (km 718), 5 razy do Grudziądz, 2 razy do Torunia (Wojtkiewicz 1926).

Rozważano również możliwość wprowadzenia do eksploatacji parowych lodołamaczy na Wiśle w granicach zaboru rosyjskiego. Jednak na dzikim i nieuregulowanym odcinku rzeki okazało się to niemożliwe już przy średnich stanach wody. Trudności te występują do dnia dzisiejszego. W szczególnie groźnych sytuacjach stosowano ładunki wybuchowe. Najczęściej jednak zejście lodów odbywało się w sposób naturalny i prawie każdej zimy towarzyszyło mu powstanie zatorów lodowych. Pierwsze próby kruszenia pokrywy lodowej i uformowanych już zatorów podjęto w 1829 r. w rejonie Warszawy (Kolberg 1861). W drugiej połowie XIX w. stosowano już powszechnie niewielkie ładunki prochowe przy likwidacji zatorów. Pokrywy lodowej przed spodziewanym pochodem lodów na ogół nie kruszono. Dopiero po serii groźnych powodzi zatorowych w 1888, 1890 i 1891 r. na odcinku od Warszawy do Wyszogrodu rozpoczęto specjalne badania nad możliwością zmniej-

szenia zagrożenia powodziami zatorowymi przy użyciu ładunków wybuchowych. Opracowana została specjalna instrukcja dla grup minerów (Puciata 1894, Maksimowicz 1904). Wielu groźnych powodzi uniknięto dzięki sprawnie przeprowadzonej akcji ostrzegawczej (wodowskazy, telegraf) i szybkiemu wkroczeniu do akcji oddziałów minerskich. W tym zakresie osiągnięto znaczny postęp. N. I. Maksimowicz stwierdził, że w pirotechnicznej walce z zatorami należy uwzględnić ich budowę wewnętrzną — jeżeli zator jest zbudowany z drobnej kry lub śryżu, stosowanie nawet dużych ładunków wybuchowych nie daje oczekiwanych rezultatów.

W latach 1875—1880 wykonany został projekt regulacji Wisły w granicach zaboru rosyjskiego. Ze względu na ograniczone środki nie doczekał się on realizacji. Jedynie w rejonie Warszawy, Płocka, Włocławka i kilku jeszcze mniejszych miejscowości wykonano wstępne roboty regulacyjne (nadbrzeża, porty). W dodatku obwałowanie rzeki było fragmentaryczne. Zbyt niskie i słabej konstrukcji wały nie chroniły doliny przed powodziami. Każdy wiosenny pochód lodów doprowadzał do powodzi zatorowych praktycznie na całym 419-kilometrowym odcinku Wisły w granicach zaboru rosyjskiego. Już M. A. Puciata (1894) i N. I. Maksimowicz (1904) podkreślali, że jedynym sposobem ochrony przed powodziami zatorowymi jest prawidłowe uregulowanie obwałowanej już rzeki, podobnie jak to zrobiono w Prusach i Austrii. Dopiero po regulacji rzeki możliwe jest łamanie lodu przy pomocy lodołamaczy.

Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle w XX wieku

Rozpoczętym w XIX w. pracom regulacyjnym na Wiśle w granicach zaboru pruskiego, jak również pracom związanym z opracowywaniem projektu regulacji Wisły w zaborze rosyjskim towarzyszyły regularne obserwacje hydrologiczne, wzrosła więc ilość informacji na temat przebiegu zjawisk lodowych. W zaborze rosyjskim na wniosek komisji carskiej (Puciata 1894) kontynuowano badania zatorów lodowych. Główny cel tych badań to udoskonalenie metod pirotechnicznej walki z zatorami. Zdecydował o tym brak możliwości stosowania lodołamaczy na dzikiej, nieuregulowanej rzece. Wyniki tych badań dostarczyły cennego materiału porównawczego. Syntezy ówczesnego stanu wiedzy na ten temat dokonał wyżej wspomniany N. I. Maksimowicz. Na podstawie wyników obserwacji z okresu 15 lat (1888—1902) określił on charakterystyczne daty zlodzenia Wisły (np. przeciętna długość trwania zjawisk lodowych wynosiła 111 dni, a samej pokrywy lodowej 76 dni). N. I. Maksimowicz szczegółowo analizuje warunki lodowe w czasie zimy 1902/1903, kiedy to Wisła zamarzła już w połowie listopada. W tym czasie na rozległych płycznach śródkorytowych powstało 11 groźnych przegród (zatorów) śryżowych. W lodach uwięzionych zostało 37 statków parowych i 563 jednostki bez napędu własnego. Najgroźniejsze wezbrania zatorowe zaobserwowano w rejonie Czerwińska (km 577). Pochód lodów rozpoczął się już w końcu stycznia. Przy dużej ilości śryżu pod pokrywą lodową doprowadziło to do powstania kilku zatorów na odcinku Warszawa—Wyszogród. Wo-

da została spiętrzona powyżej korony wałów. Największe zatory w Jabłonie, Zakrocymiu, Miączynku, Wychodźcu i Drwałach kruszono ładunkami dynamitu. Tworzenie się tak dużej liczby zatorów na odcinku rzeki o długości 60 km tłumaczono dzikim charakterem koryta i ogromną zmiennością nurtu. Nadmienić trzeba, że wyżej wymienione miejsca są zatorogenne do dnia dzisiejszego. Praca N. I. Maksimowicza jest jednym z pierwszych monograficznych opracowań zlodzenia rzeki na świecie.

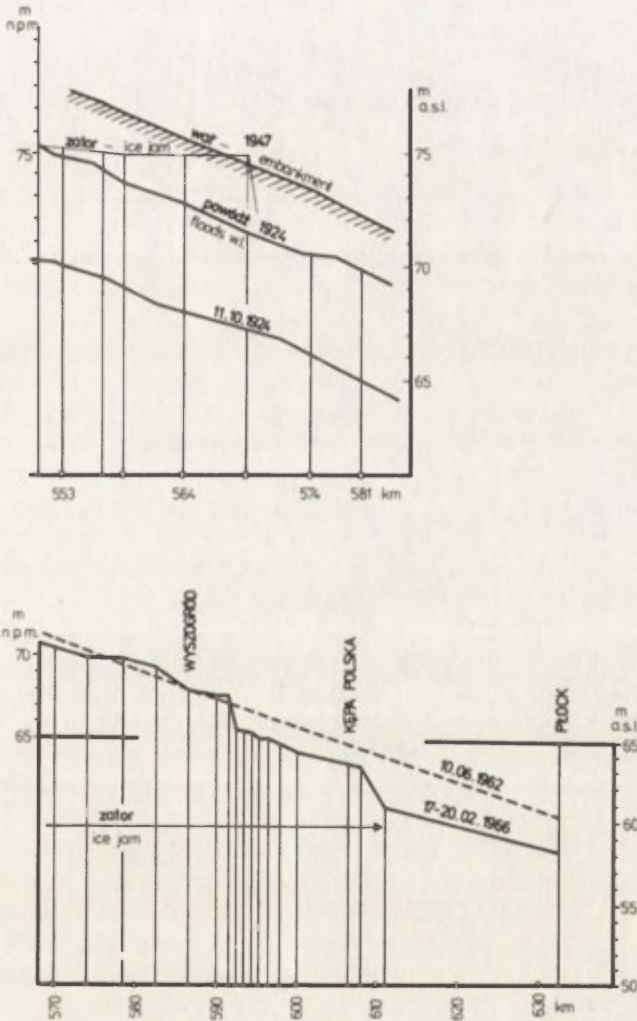
Do największych wezbrań zatorowych na początku XIX w. należy zaliczyć obserwowane w 1909 r. w rejonie Czerwińska--Wyszogrodu (km 578--587). Spiętrzone wody sięgnęły Puszczy Kampinoskiej. Olbrzymi zator lodowy uformował się w końcu marca 1924 r. w rejonie Jabłonna--Raiszew (powyżej ujścia Narwi). Na odcinku kilkunastu kilometrów lód sięgał dna rzeki. Wysokość spiętrzeń lodowych dochodziła do 2 m, a na kępach śródkorytowych nawet do 4--5 m. Stany wody obserwowane na wodowskazie w Warszawie były najwyższe od 25 lat i należały do najwyższych obserwowanych tu w ostatnim stuleciu. Zator spod Jabłonna spłynął poniżej ujścia Bzury (km 590--592), która została podpiętrzona. Zalaniu uległa powierzchnia powyżej 100 km² (Kobendzina 1954). Do niezwykle groźnej sytuacji doszło na dolnej Wiśle w końcu listopada 1927 r. --- na skutek gwałtownego ochłodzenia zaczęły powstawać ogromne ilości śryżu. Zanotowano szereg zatorów śryżowych w rejonie Warszawy oraz na całym odcinku od Modlina do Płocka (Szachtmajer 1928).

Wisła na odcinku od Warszawy do Wyszogrodu znana była od wieków ze swej szczególnej podatności na tworzenie się zatorów, w okresie zarówno tworzenia się, jak też rozpadu pokrywy lodowej. Częste wezbrania zatorowe zmusiły mieszkańców niektórych wsi (np. Głusk, Kielpin) do ich przeniesienia na wyższe tereny. Jak podaje J. Kobendzina (1954) zjawiska zatorowe wywierają duży wpływ na morfologię koryta i terasy zalewowej, szczególnie w miejscach, gdzie rzeka ma ograniczoną możliwość rozlania się.

Znane jest powszechnie duże zagrożenie powodziami zatorowymi na dużych rzekach płynących z południa na północ i wiążącym się z tym wcześniejszym pochodem lodów w górnym i środkowym biegu rzeki. W przypadku takiego zagrożenia do akcji wprowadzane są lodolamcze, o ile istnieją odpowiednie warunki nawigacyjne. K. Dębski (1970) jako przykład zatoru o takiej genezie przedstawił sytuację z początku marca 1937 r. powyżej Chełmna. Spiętrzenie wód wynosiło 4,3 m przy zasięgu cofki około 24 km. Zator utrzymywał się do 14 marca, kiedy to został zlikwidowany przez lodolamcze. Zanim to jednak nastąpiło, poważnie zagrożone były niżej położone obszary Bydgoszczy przez podpiętrzenie Brdy (Wokroi 1937).

Szczególnie duże zagrożenie powodziowe występuje na dolnej Wiśle po długotrwałych i mroźnych zimach. Sytuacja taka miała miejsce w marcu 1947 r. W okresie zejścia lodów powstało kilka groźnych zatorów. Prowizorycznie odbudowane po wojnie mosty zostały zniszczone. Przerwane zostały wały przeciwpowodziowe w rejonie Czerwińska, Świecia i Chełmna. Na długich odcinkach rzeki doszło do zmian w układzie nurtu (Wokroi 1954). W marcu 1947 r. na górnej i części środkowej Wisły lody ruszyły o około miesiąc

wcześniej w stosunku do jej ujścia. Jeden z takich zatorów opisał M. Parde (1957, *vide* Dębski 1970), ilustrując zjawisko profilem podłużnym na odcinku od Modlina do Czerwińska (ryc. 2). Zator utworzył się w km 579, powodując piętrzenie o około 3,5 m ponad bardzo wysokie wezbrania zatorowe w 1924 r. Zasięg cofki oceniono na 17 km. Podobnie jak w 1924 r. przerwane zostały wały przeciwpowodziowe. Spiętrzenia lodu w czole zatoru wystawały kilkadziesiąt centymetrów ponad koronę wałów. Podobny przebieg jak powódzie zatorowe w 1937 i 1947 r. miała powódź w 1966 r. Na początku lutego w gór-



Ryc. 2. Przykłady profilów podłużnych zatorów (według K. Dębskiego, 1957 oraz 1970 — *vide* M. Parde)

Sample long profiles of ice jams (after K. Dębski, 1957 and 1970 — *vide* M. Parde)

nej części dorzecza nastąpiło ocieplenie, zaś w dolnej i środkowej notowano jeszcze temperaturę do -20°C . Pochód lodów odbywał się bez przeszkód do Dębłina, gdzie rozpoczyna się nieuregulowany odcinek Wisły. Powstał tu zator, który utrzymywał się od 9 do 19 lutego. Drugi zator utworzył się w rejonie Wyszogrodu i Kępy Polskiej (ryc. 2). Poważnie zagrożona była tak zwana Dolina Hłowsko—Dobrzykowska i tereny chronione wałami o powierzchni 10 tys. ha (zalane w styczniu 1982 r.). Kulminacja wezbrania zatorowego miała miejsce 19 lutego przy stanie wody 791 na wodowskazie w Wyszogrodzie (Kostrzewa 1966). Jest to najwyższy stan wody zanotowany dotychczas na tym wodowskazie.

Analiza materiałów archiwalnych wykazała, że wezbrania zatorowe notowane były na całym biegu dolnej Wisły. Notuje się pewien wzrost częstości pojawiania się zjawisk typu zatorowego na niektórych odcinkach rzeki. J. Gołek (1973) na podstawie materiałów uzyskanych w byłych Okręgowych Zarządach Wodnych oraz w Wojewódzkich Komitetach Przeciwpowodziowych dokonał zestawienia zatorów między innymi na Wiśle (tab. 1). Wynika z niego, że odcinek od Modlina do Płocka odznacza się dużą częstością występowania zatorów różnego typu. Sytuacja zatorowego zagrożenia nie uległa więc żadnej zmianie w stosunku do wieków poprzednich, co wykazano na podstawie wyżej opisanych przykładów. Przyczyny takiego stanu podkreślano już kilkakrotnie powyżej. Dokładniej o podatności Wisły na tworzenie się zatorów na analizowanym odcinku będzie mowa w dalszej części artykułu.

Do odcinków wybitnie zatorogennych na dolnej Wiśle należy rejon jej ujścia do Zatoki Gdańskiej, o czym już kilkakrotnie wspomniano. Tworzenie się tu zatorów wiąże się z możliwościami odprowadzania lodu do morza — płytkie ujście Wisły w czasie pochodu lodów sprzyja tworzeniu się tak zwanego „korka” (Słomianko 1956). Sytuacje najgroźniejsze mają miejsce przy wietrze z sektora północnego. Obserwuje się napędzanie kry do rzeki, przy równoczesnym wiatrowym piętreniu. Jak podaje J. Gołek (1973) na całym ostatnim 100 km odcinku biegu Wisły (km 846—940,5) obserwowano piętrenia zatorowe. Dlatego też w rejonie ujścia Wisły (baza w Przegalinie) w okresie zimy stacjonuje flotylla lodolamaczy (Rozwadowski 1974). W dalszej części artykułu ograniczono się do omówienia problemu zatorów lodowych i śryżowych na odcinku Modlin—Włocławek, ponieważ problem ten w ujściu Wisły jest genetycznie inny.

W latach 1945—1982 na wodowskazach Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej zarejestrowano kilka charakterystycznych wezbrań zatorowych. Jak wynika z danych zamieszczonych w tabeli 2 większość zatorów powstała w marcu, czyli w okresie wiosennego pochodu lodów. Wyjątek stanowi tu styczeń 1982 r. (omówiono niżej). Osiągnięte maksymalne stany wezbrań zatorowych należą do najwyższych rejestrowanych na cytowanych wodowskazach. Najgroźniejsze są wezbrania zatorowe, które rozpoczynają się powyżej stanów alarmowych. Fakt ten najlepiej ilustruje skalę zagrożenia. Wezbrania zatorowe cechują się dużą dynamiką. Wzrost stanów wody spowodowany zatorami osiąga nawet $1\text{ m}\cdot\text{godz}^{-1}$. Prędkość przepływu przy ruszaniu zatorów na dolnej Wiśle lokalnie osiąga $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, prowadząc do powstania lokalnych

Tabela 1

Zestawienie zatorów lodowych i śryżowych na dolnej Wiśle w okresie 1946—1970

| Km biegu rzeki | | Liczba zatorów | | Liczba zatorów pojawiających się w strefach stanów wody | | |
|---------------------|-------|----------------|-----------|---|----------|----------|
| od | do | lodowych | śryżowych | niskich | średnich | wysokich |
| 632,0 | 551,0 | 9 | 1 | 1 | 4 | 6 |
| zbiornik włocławski | | 2 | — | — | — | — |
| 712,6 | 705,0 | 2 | — | — | 2 | — |
| 719,8 | — | 2 | — | — | 1 | 1 |
| 747,0 | 723,0 | 3 | 1 | — | 2 | 2 |
| 757,0 | 754,0 | — | — | — | — | — |
| 782,0 | 772,0 | — | — | — | — | — |
| 794,0 | 790,0 | — | — | — | — | — |
| 800,0 | 799,0 | — | — | — | — | — |
| 816,0 | 807,0 | — | — | — | — | — |
| 832,0 | 829,0 | — | — | — | — | — |
| 835,0 | — | — | 2 | — | 2 | — |
| 864,0 | 846,0 | — | — | — | — | — |
| 867,0 | — | 3 | — | — | — | — |
| 889,0 | — | 4 | — | — | 2 | 1 |
| 898,7 | — | 2 | — | — | 1 | 1 |
| 908,7 | — | 5 | 2 | 1 | 4 | 2 |
| 931,2 | — | 3 | — | — | 1 | 2 |
| 936,0 | — | 2 | — | — | 2 | — |
| 940,5 | 938,6 | 8 | — | — | 5 | 3 |

Źródło: J. Golek — Złodzenie i zatory na rzekach polskich, 1973

Tabela 2

Charakterystyka typowych spiętrzeń zatorowych na odcinku od Modlina (km 550) do Płocka (km 632,4)

| Wodowskaz | Kilometr biegu rzeki | Data | Stan wody alarmowy (cm) | Stan wody (H cm) | | Różnica (ΔH cm) |
|-------------|----------------------|--------------|-------------------------|-----------------------|-----|--------------------------|
| | | | | przed | po | |
| | | | | piętrzeniem zatorowym | | |
| Modlin | 551,5 | 8—9 III 54 | 700 | 437 | 782 | 345 |
| Modlin | | 4—13 III 76 | 700 | 604 | 820 | 216 |
| Wyszogród | 586,9 | 18—24 III 63 | 550 | 386 | 719 | 333 |
| Wyszogród | | 12—19 I 66 | 550 | 486 | 791 | 323 |
| Wyszogród | 606,5 | 26 III 70 | 550 | 538 | 682 | 144 |
| Wyszogród | | 8—15 III 79 | 550 | 500 | 777 | 277 |
| Wyszogród | 606,5 | 9—11 I 82 | 550 | 567 | 765 | 198 |
| Kępa Polska | | 10—23 III 79 | 400 | 480 | 670 | 190 |
| Kępa Polska | 632,4 | 9—11 I 82 | 400 | 550 | 682 | 132 |
| Płock | | 11—23 III 79 | 650* | 651 | 822 | 171 |
| Płock | | 1—10 I 82 | 650 | 720 | 948 | 228 |

* obecnie 700 cm

Źródło: dane IMGW

przełębień w korycie, zmian w układzie nurtu, zniszczeń w strefie brzegowej i dewastacji zabudowy hydrotechnicznej.

W latach 1961–1971 na odcinku Modlin–Płock doszło do powstania 19 zatorów (*Hydroprojekt...*, 1982). Gdyby uwzględnić krótko (kilka godzin) trwające zatory liczba ta wzrosłaby znacznie. Stwierdzono, że zatory tworzą się co rok w tych samych rejonach. Porównując częstość pojawiania się zjawisk zatorowych na rzece uregulowanej i nieuregulowanej można stwierdzić, że długotrwałe i kosztowne prace regulacyjne znacznie zmniejszają zagrożenie powodzią zatorowymi. W projektach regulacji rzek w większym stopniu niż dotychczas powinno się uwzględniać fakt obecności lodu na rzece.

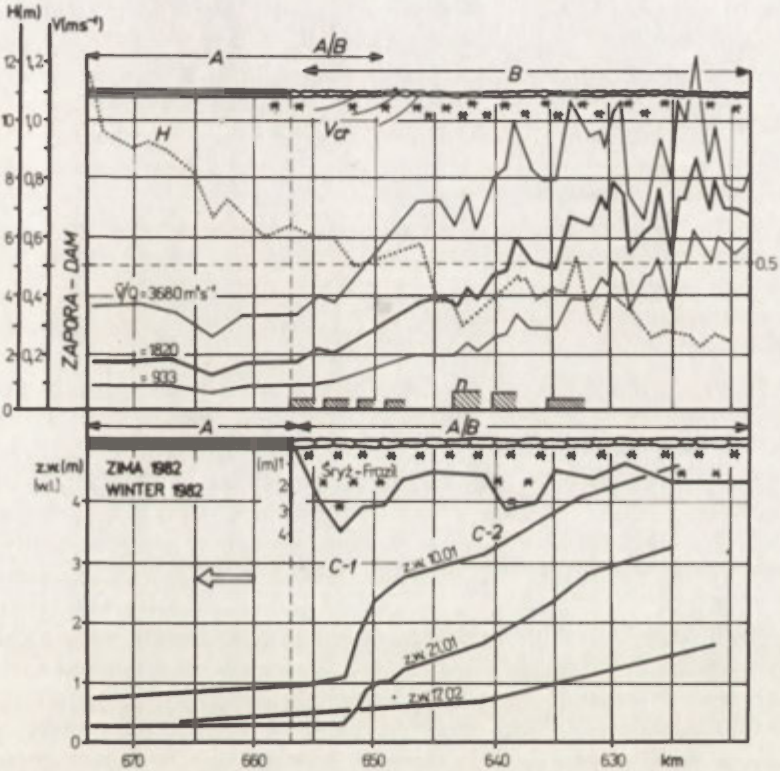
Problem zjawisk zatorowych na zbiorniku „Włocławek”

Na 674,850 km biegu żeglownej Wisły zlokalizowany został stopień wodny „Włocławek”. Do przegrodzenia rzeki doszło w 1968 r. Piętrzenie rozpoczęto w 1969 r., a zakończono ostatecznie w 1970 r. Powstał zbiornik o powierzchni 75 km² i długości cofki około 55 km. Stopień wodny „Włocławek” został zaprojektowany i wykonany do pracy w systemie kaskadowym. W ciągu jego czternastoletniej eksploatacji największe trudności wynikają ze zmiany przebiegu i charakteru zlodzenia rzeki w granicach cofki, co jest związane ze zmianą warunków przepływu. Trzeba podkreślić, że już sam stopień stanowi ściśle usytuowaną przegradę dla spływających mas lodu.

Z porównania wyników obserwacji zjawisk lodowych na wodowskazie Płock (górną część zbiornika, około 42 km od stopnia) przed piętrzeniem (1960–1969) i po piętrzeniu (1970–1979) wynika, że pokrywa lodowa na zbiorniku powstaje około 20 dni wcześniej, a czas jej zalegania uległ wydłużeniu przeciętnie o około 35 dni. Odkryło się to głównie dzięki skróceniu czasu trwania jesiennego pochodzenia lodu prądowego z około 40–45 dni do 8 dni. Piętrzenie o 10,7 m ponad średni wieloletni stan doprowadziło do wzrostu powierzchni przekrojów i spadku prędkości przepływu. Prędkość przepływu zależy od wielkości dopływu do zbiornika i systemu pracy stopnia wodnego wraz z hydroelektrownią. Dlatego też środkowa i dolna część zbiornika zamarza wcześniej w stosunku do swobodnie płynącej rzeki powyżej — doprowadza to do blokady spływu lodów — jest to niezwykle ważne, gdyż Wisła odznacza się szczególnie długim okresem pochodzenia lodu prądowego poprzedzającym powstanie pokrywy lodowej (Lambor 1948, Gołek 1964). Na analizowanym odcinku lód prądowy stanowił około 60% czasu trwania zjawisk lodowych.

Pokrywa lodowa na zbiorniku tworzy się na ogół od stopnia w górę i stosunkowo szybko osiąga rejon km 650–655 (ryc. 3). Powyżej, ze względu na większe prędkości przepływu, tworzenie się pokrywy lodowej trwa dłużej. Na skraju wcześniej utworzonej pokrywy lodowej zatrzymuje się napływający z góry rzeki lód prądowy, tworząc pokrywę lodową z lodu tranzytowego. Zjawisku temu towarzyszy tworzenie się rozległych podbitek i zabitek śryżo-

wych, a w konsekwencji zatorów śryżowych, doprowadzających do napiężeń. Kontakt lodu stabilnego (pokrywa lodowa typu jeziornego), powstającego w warunkach mniejszej turbulencji, z lodem mobilnym (prądowym) jest prawie zawsze strefą zagrożenia zatorowego. Położenie tej strefy zależy od wielkości dopływów do zbiornika, rozkładu prędkości przepływu w profilu podłużnym oraz warunków meteorologicznych (ryc. 3). Najczęściej przypada ona na rejon centralnie położonych i płytko zalanych kęp ze zmiennym nurtem gdzie zachodzą intensywne procesy sedymentacyjne i ciągle wypływanie czasy



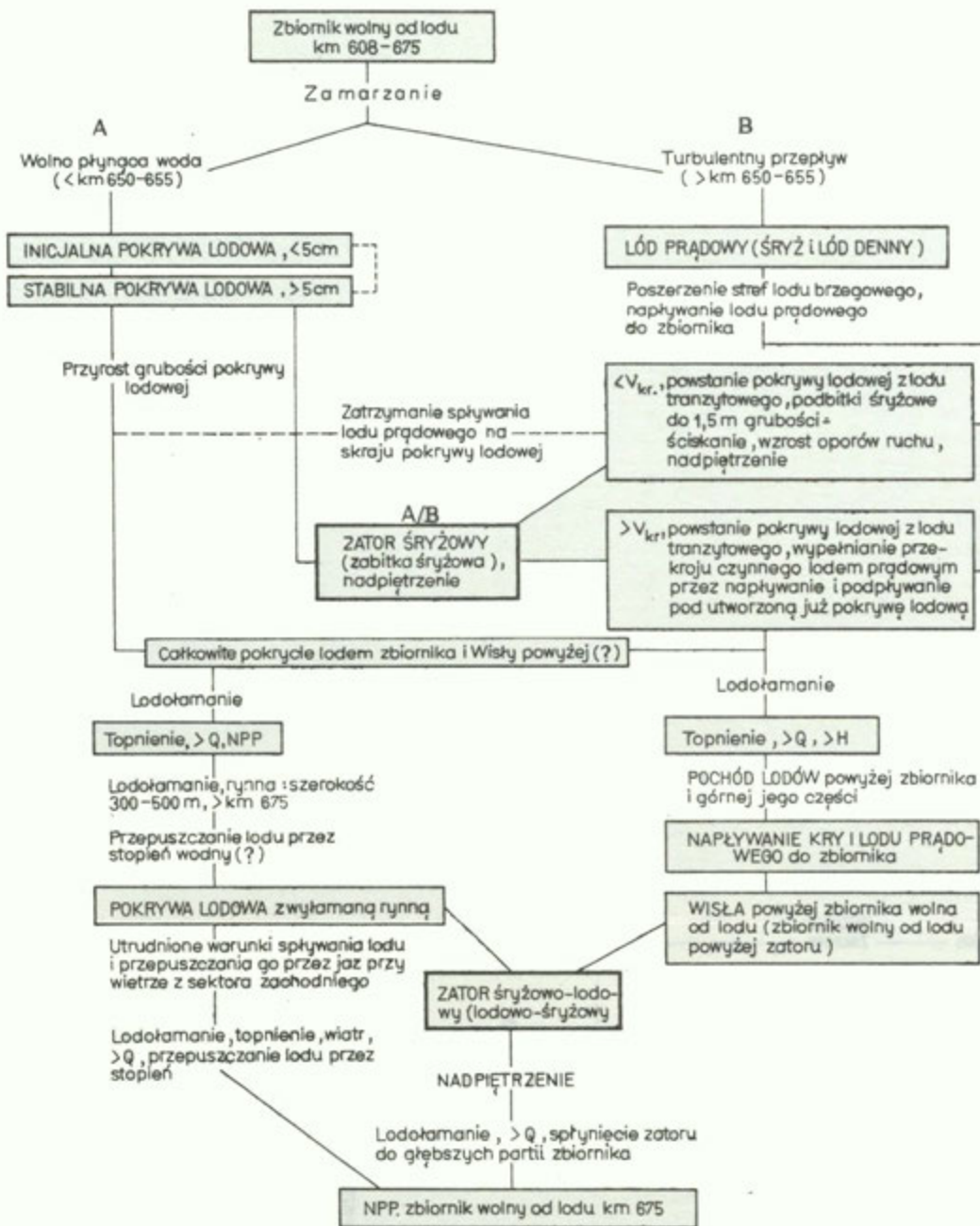
Ryc. 3. Przebieg zlodzenia zbiornika „Włocławek” — schemat na tle sytuacji z zimy 1982: A — pokrywa lodowa powstająca przy niewielkich prędkościach przepływu, B — pokrywa lodowa powstająca przy prędkościach przepływu $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ zbudowana z tranzytowego lodu prądowego, strefa kontaktowa, V_{cr} — prędkość krytyczna, H — średnie prędkości przepływu w przekrojach przy różnych przepływach, n — położenie zatorów w okresie 1970—1982, z. w. — układy zwierciadła wody zimą 1982, C-1 C-2 — zatory zimą 1982 r.

Course of the „Włocławek” reservoir icing, scheme against the situation in winter 1982: A — ice cover formed at low flow velocity, B — ice cover formed at flow velocity higher than 0.5 m/sec . composed of transit current ice, contact zone, V_{cr} — critical velocity, H — mean flow velocity in stretches at different flows, n — position of ice jams in the period 1970—1982, z. w. — water table patterns in winter 1982, C-1 and C-2 — ice jams in winter 1982

zbiornika. Sytuacja taka sprzyja zatrzymywaniu się spływających mas lodu różnego rodzaju (lód prądowy, kra). Tworzenie się podbitek śryżowych jest procesem złożonym. W pierwszym etapie powstają one z mas śryżu o miąższości do 1 m, podścielającego każdą większą formę lodu prądowego. Jest to luźna gąbczasta masa. W drugim etapie na skutek ściskania powstają „podbitki” o miąższości do 1,5 m, o znacznie większej gęstości. Jeżeli prędkość przepływu na kontakcie lodu mobilnego i krawędzi uformowanej już pokrywy lodowej przekroczy wartość krytyczną, dochodzi do wciągania i podpyływania lodu prądowego. Przy przepływie $> 0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ równowaga pomiędzy skrajem pokrywy lodowej i dopływającym do niej lodem jest zachwiana (Bierdiennikow 1965, Williams i MacKay 1973, Michel 1971, Uzuner 1974, Paślowski 1970). Przy prędkości przepływu $> 1,2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ przekrój czynny do połowy głębokości „nasycony” jest lodem prądowym (Estifiejew i Sokołow 1970). W ten sposób można tłumaczyć tworzenie się w zbiorniku i na rzece swobodnie płynącej podbitek i zabitek (do dna) o kilkumetrowej miąższości. Na rzece swobodnie płynącej podbitki śryżowe ulegają (po powstaniu pokrywy lodowej) rozluźnieniu i wypłukaniu, doprowadzając do ponownego wzrostu współczynnika redukcji lodowej (Paślowski 1970). W zbiorniku zaś masy lodu prądowego w formie podbitek zalegają niejednokrotnie aż do ruszenia lodów na wiosnę. Stanowią one integralną część tworzących się wtedy zatorów lodowo-śryżowych (śryżowo-lodowych).

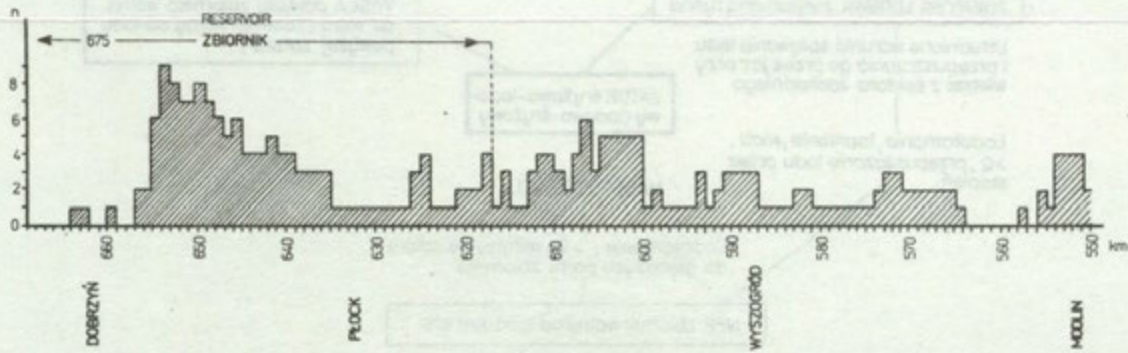
Przed piętrzeniem pokrywa lodowa w rejonie Płocka zalegała przeciętnie około 25 dni, po piętrzeniu około 60–65 dni, głównie dzięki skróceniu okresu pochodu lodu prądowego. Czas trwania zjawisk lodowych nie zmienił się i wynosi przeciętnie 80 dni. Zaznacza się jednak tendencja do dłuższego utrzymywania się pokrywy lodowej na zbiorniku w stosunku do rzeki swobodnie płynącej powyżej. Jest to wynikiem małych wahań stanów wody (0,8 m) i spadku prędkości przepływu. Trudno jednak dokonać oceny tego wydłużenia, gdyż przed spodziewanym ruszeniem lodów na zbiorniku wykonywana jest rynna o szerokości około 500 m, którą spływają lody w kierunku stopnia. Utrzymanie drożnej rynny jest bardzo trudne. Wiatr z sektora zachodniego o prędkości $3\text{--}4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ powoduje zatrzymanie spływającego lodu. Trzeba podkreślić, że łamanie lodu na zbiorniku ma sens tylko wtedy, gdy jest ono połączone z równoczesnym przepuszczaniem lodów przez stopień. Eksploatacja stopnia wodnego „Włocławek” w warunkach zimowych została szeroko omówiona przez L. Biegałę (1983a i b). Łamanie lodu na zbiorniku jest nieodzownym zabiegiem eksploatacyjnym. Na rycinie 4 przedstawiono schemat przebiegu zlodzenia zbiornika, w którym uwzględniono: warunki przepływu, położenie strefy kontaktowej (por. ryc. 3), rodzaj zlodzenia oraz przebieg łamania lodu. Daje on wgląd w złożoność przebiegu zjawisk lodowych w gramicach cofki.

Należy odpowiedzieć na pytanie, które po katastrofalnej powodzi na zbiorniku w rejonie Płocka w styczniu 1982 r. (Grześ i Banach 1983) nurtuje opinię publiczną: w jakim stopniu stopień wodny „Włocławek” wpłynął na wzrost zagrożenia powodzią zatorowymi? Na ten temat wypowiedziała się Międzyresortowa Komisja pod przewodnictwem prof. dr. Z. Kaczmarka, powołana



Ryc. 4. Schemat przebiegu zjawisk lodowych na zbiorniku „Włocławek”: km — kilometry biegu rzeki, V_{kr} — prędkość krytyczna, przy której zachwiana jest równowaga pomiędzy skrajem pokrywy lodowej i dopływającym lodem, Q — przepływ, H — stan wody, NPP — normalny poziom piętrzenia, A i B — sfery wynikające z podziału zbiornika, zależnie od wielkości przepływu (por. ryc. 3)

Scheme of the course of ice phenomena in the „Włocławek” reservoir: km — kilometres of the river course, V_{kr} — critical velocity at which balance between the ice edge and the flowing ice is disturbed, Q — flow, H — water stage, NPP — normal retention level, A and B — zones created by the reservoir’s division depending on the size of flow (compare Fig. 3)



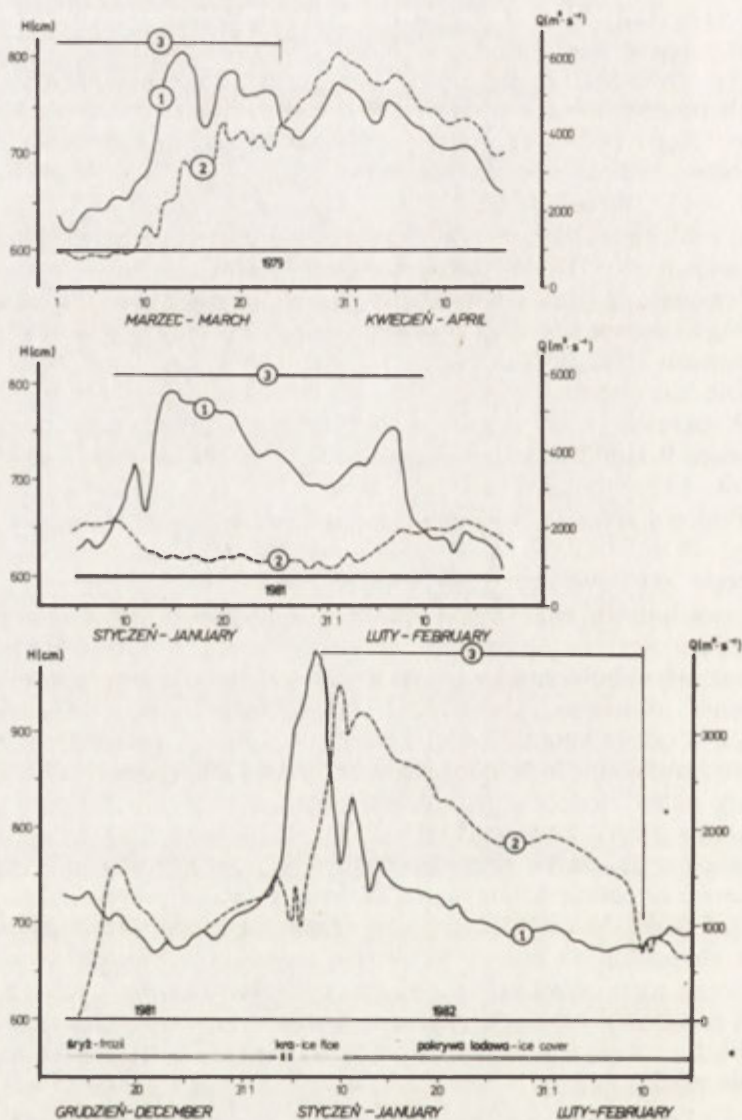
Ryc. 5. Częstość występowania zjawisk zatorowych na dolnej Wiśle pomiędzy Modlinem (km 550) a Włocławkiem (km 675) w okresie 1961—1982
 Frequency of ice jamming phenomena in the Lower Vistula between Modlin (550th km) and Włocławek (675th km) in the period 1961—1982

przez Prezesa Rady Ministrów (*Raport...*, 1982). Wykonano oprócz tego kilka ekspertyz i opracowań.

Należy stwierdzić, że już przed powstaniem zbiornika w jego obecnych granicach obserwowano tworzenie się zatorów śryżowych i lodowych. Były to rejon: Kępa Polska (km 608) — Wykowo (km 615), Popłacin — Brwilno — Duninów — Skoki Duże (km 635—658) oraz Dąb Wielki—Dobrzyń (km 659—661). W latach 1962—1968 na odcinku Płock—Włocławek służby nadzoru wodnego Okręgowych Zarządów Wodnych (obecnie Inspektoraty Eksploatacji Rzek ODGW) zarejestrowały 7 zatorów. Po piętrzeniu w rejonie Dobrzynia zagrożenia zatorowego nie notowano, a w pozostałych rejonach nastąpił wzrost częstości pojawiania się zatorów. Zjawisko to zilustrowano diagramem (ryc. 5). Tak więc zatorotwórcze cechy rzeki swobodnie płynącej odziedziczone zostały przez zbiornik o reolimnicznym charakterze (Grześ 1983). W okresie 14 lat eksploatacji zbiornika stwierdzono w nim 16 zatorów w ciągu 9 zim; wszystkie powyżej km 655. Najczęściej tworzyły się one w km 640—645 (rejon Brwilna) oraz w km 649—655 (rejon Duninów—Skoki Duże). Podczas zimy 1974/75 pokrywa lodowa na zbiorniku nie występowała. Zimy: 1976/77, 1977/78, 1979/80 oraz 1982/83 miały łagodny przebieg i zagrożenie zatorowe nie występowało.

Pokrywa lodowa wraz z podbitkami i zabitkami śryżowymi doprowadza do znacznego wzrostu oporów ruchu i nadpiętrzeń zwierciadła wody. Minimalna wartość współczynnika redukcji lodowej na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” oceniona była przez J. Żelazińskiego (1983) na 0,158 i miało to miejsce w czasie katastrofalnej powodzi w 1982 r. Nadpiętrzenia zatorowe wywołane zjawiskami lodowymi rejestrowane są praktycznie każdej zimy i to przez cały okres zlodzenia (Branicki i Śliwiński 1981). Ich wysokość zależy od położenia strefy kontaktowej (ryc. 3), ilości lodu zakumulowanego (zatrzymanego) w zbiorniku oraz wielkości dopływu. W okresie 14 lat eksploatacji zbiornika strefa kontaktowa zmieniała swoje położenie w granicach 32 km (od km 623 do km 655). Poważne zagrożenie powodzią zatorowymi na zbiorniku ma miejsce w okresie zejścia lodu, w związku z tendencją do dłuższego utrzymywania się na nim pokrywy lodowej, niewielkimi prędkościami przepływu oraz ich lokalnym spadkiem i wzrostem, które wywołane są morfologią czaszy zbiornika. Morfologia zbiornika ciągle ulega zmianom. W rejonie płytko zalanych kęp odkładają się co roku znaczne ilości przynieszonego tu przez rzekę materiału (Grześ 1983). Płycizny centralnie położone w górnej części czaszy zbiornika sprzyjają zatrzymywaniu się i gromadzeniu w nim spływających mas lodu. Celem prowadzonej akcji łamania lodów jest niedopuszczanie do takich sytuacji. Jest to bardzo skomplikowane zadanie przy obecnie działającej flotyli 4—8 lodołamaczy. W okresie eksploatacji zbiornika zarejestrowano na nim szereg groźnych nadpiętrzeń zatorowych (ryc. 3 i 6, tab. 3).

Dwukrotnie brakowało kilkunastu centymetrów do przelania się wód przez korony wałów (1979, 1981), a w styczniu 1982 r. przy nadpiętrzeniu zatorowym około 3 m wody przelały się przez nie warstwą przeszło metrowej grubości.



Ryc. 6. Przykłady hydrogramów w czasie trwania zatorów w profilu wodowskazowym Płock: 1 — stany wody, 2 — przepływ, 3 — okres piętrzenia zatorowego

Sample hydrograms at the time of ice jams duration in the Płock water level indicating profile: 1 — water stage, 2 — flow, 3 — time of ice jam retention

W celu poprawienia warunków przepływania lodu przez zbiornik stopnia wodnego „Włocławek” w 1980 r. Okręgowa Dyrekcja Gospodarki Wodnej jako użytkownik obiektu zleciła Przedsiębiorstwu Budownictwa Wodnego wykonanie prac pogłębiarskich. Ich zadaniem jest likwidacja wyżej wspomnian-

Tabela 3

Charakterystyczne spiętrzenia zatorowe zanotowane na wodowskazie Plock —
zbiornik „Włocławek”, km 632.4

| Zima | Maks. stan zatorowy (cm) | Stan alarmowy (cm) | Dni ze stanami alarmowymi | Przepływ ($m^3 s^{-1}$) | Data | Różnica pomiędzy kulminacją wezbrania zatorowego i rzędną zapory bocznej w rejonie Płocka (cm) |
|------|--------------------------|--------------------|---------------------------|---------------------------|--------|--|
| 1970 | 700 | 650 | 4 | — | 28 III | -126 |
| 1971 | 750 | 650 | 13 | 3181 | 3 II | - 76 |
| 1974 | 860 | 650 | 2 | 1481 | 29 I | - 146 |
| 1976 | 732 | 650 | 33 | 1234 | 30 I | - 94 |
| 1977 | 675 | 650 | 3 | 2126 | 5 III | -151 |
| 1979 | 814 | 650* | 56 | 3047 | 14 III | - 12 |
| 1981 | 800 | 650 | 55 | 1300 | 15 I | - 26 |
| 1982 | 918 | 650 | 67 | 1600 | 10 I | +122** |

* obecnie 700 cm

** obszar zalany --- 100.5 km²

nych płytko zalanych kęp oraz czerpanie materiału przynieszonego przez Wisłę. Rocznie wydobywa się około 2 mln m³ piaszczystego materiału, który przeznaczony jest na podwyższanie zapór bocznych i wałów przeciwpowodziowych. Kubatura czerpanego materiału zbliżona jest do średniej rocznej ilości materiału akumulowanego. Trudno na obecnym etapie badań i prac stwierdzić, w jakim stopniu przyczyni się to do zmniejszenia zagrożenia powodziami zatorowymi. Można jednak z całą pewnością stwierdzić, że do czasu oddania kolejnych obiektów kaskady dolnej Wisły prace bagrownicze muszą być prowadzone, a w połączeniu ze sprawnie prowadzoną akcją łamania lodów przyczynią się do zmniejszenia napięć zatorowych.

Wspomnieć należy jeszcze o wpływie stopnia wodnego „Włocławek” na przebieg zjawisk lodowych poniżej niego. Wpływ ten jest dwójakiego rodzaju. Ze zbiornika wypływają wody o podwyższonej temperaturze i uboższe w zawiesinę. W związku z tym na odcinku około 7--10 km nie obserwuje się lodu prądowego w formie charakterystycznych krążków. Dopiero po wychłodzeniu wody, któremu towarzyszy wydzielanie się ciepła (Paślawski 1970) i wzbogaceniu strumienia w jądra kondensacji pojawia się na rzece śryż, najczęściej w strefie brzegowej i tak zwanych „raf kamiennych”. Wpływ stopnia wodnego na zjawiska lodowe zaznacza się aż do Silna (km 718). Czynnikiem utrudniającym powstanie pokrywy lodowej są dobowe wahania stanów wody wywołane pracą elektrowni. Granica występowania pokrywy lodowej poniżej stopnia zmienia się w szerokim zakresie od 4 do 15 km. Tworząca się pokrywa ma charakter krótkotrwały i często przybiera formę przegród lodowo-śryżowych na przemiałach i w miejscach lokalnych spadków prędkości przepływu. Duża turbulencja oraz znaczna szorstkość dna powoduje to, że lód prądowy pojawia się gwałtownie w miejscach lokalnych przy-

rostów prędkości przepływu. Powstanie pokrywy lodowej ściśle zależy od rytmu pracy stopnia wodnego. W okresie nocnych ochłodzeń i przy małych przepływach powstaje krótkotrwała pokrywa lodowa (Rozwadowski 1974). Dobowe amplitudy stanów wody poniżej stopnia dochodzą do 2,5 m w rejonie Włocławka (Babiński 1982). Zaznaczają się one jeszcze na odcinku około 200-kilometrowym (Machalewski i inni 1974). Jest to główny czynnik utrudniający powstanie zwartej i stałej pokrywy lodowej. Proces tworzenia się pokrywy lodowej poniżej stopni piętrzących jest bardzo złożony i wymaga kompleksowego podejścia (Gotlib i Sokołow 1974), wykraczającego poza standardowe obserwacje.

Istotny problem stanowi samo przepuszczanie lodów przez stopień. Po wielu uproszczeniach można przyjąć, że w wypadku gdy przepływ naturalny w rzece nie przekracza przepływu elektrowni nie ma potrzeby uruchamiania jazu w celu przepuszczania lodu. W czasie łamania lodu praca elektrowni podporządkowana jest warunkom przepuszczania lodów przez jaz (Biegała 1983a). Zasady manewrowania zasuwami i pracą elektrowni w okresie zejścia lodów ściśle wiążą się z postępem łamania lodu na zbiorniku i warunkami napływania lodu na jaz.

Ogólnie można stwierdzić, że zatrzymanie tranzytowego przepływania lodu prądowego oraz kry przez zbiornik wpłynęło na poważne zmniejszenie zagrożenia powodzią zatorowymi na odcinku rzędu 50–60 km poniżej stopnia.

Uwagi o ochronie przed powodzią zatorowymi

Można wyróżnić dwie grupy zagadnień związanych ze sposobami i środkami ochrony przed powodzią zatorowymi na dolnej Wiśle.

Pierwsza grupa dotyczy możliwości regulowania zlodzenia rzeki przez likwidację przyczyn tworzenia się zatorów. Osiąga się to przez zmianę warunków hydraulicznych, to jest skaskadowanie lub kompleksową regulację. Wpływ pojedynczego stopnia wodnego na zlodzenie rzeki wykazano już wyżej. Wykazano również rolę regulacji rzeki w przebiegu i natężeniu zlodzenia. Jak podaje B. Wiśniewski (1975), przez regulację rzeki doprowadza się do znacznego zmniejszenia powierzchni tafli wodnej, a więc i ilości lodu. Regulacja rzeki daje w konsekwencji również wyrównanie spadków zwierciadła wody, co doprowadza do równoczesnego tworzenia się pokrywy lodowej na długich odcinkach rzek. W takim wypadku jest ona znacznie cieńsza i „podbita” niewielką ilością sryżu. W wyniku zróżnicowanej zabudowy hydrotechnicznej rzeki, zanieczyszczenia chemicznego i termicznego na dolnej Wiśle dochodzi do czasowego i przestrzennego zróżnicowania poszczególnych faz zlodzenia.

Pełna regulacja nie wyklucza możliwości powstawania zatorów różnego typu. Ich powstanie może być spowodowane czynnikami klimatycznymi. Wyżej przytoczono kilka przykładów zatorów na uregulowanym odcinku dolnej Wisły, które powstały w wyniku wcześniejszego ruszenia lodów w górze rzeki. Dlatego niezbędne jest w wielu przypadkach „przygotowanie rzeki” do wiosennego pochodu lodów poprzez zastosowanie doraźnych środków takich

jak łamanie lodu i kruszenie ładunkami wybuchowymi. Jest to druga grupa zagadnień związanych z regulacją zlodzenia rzeki.

Jak wykazała kilkudziesięcioletnia praktyka łamanie lodów jest najskuteczniejszym sposobem walki z lodowym żywiołem, przy którym kruszenie pokrywy lodowej ładunkami wybuchowymi jest czynnikiem pomocniczym. Tylko tam, gdzie żegluga lodołamaczy jest niemożliwa lub ograniczona ze względu na małe głębokości jest to środek podstawowy. Dobór metod i środków stosowanych do skutecznego niszczenia lodu na rzece zależy od jego struktury (Maksimowicz 1904).

Do 1939 r. na dolnej Wiśle eksploatowano 12 lodołamaczy o mocy od 110 do 500 KM (Rozwadowski 1974). Wielu groźnych sytuacji zatorowych w porę uniknięto dzięki sprawnie przeprowadzonej akcji łamania lodu (Lambor 1933, Wokroj 1937). Większość lodołamaczy ze względu na zanurzenie przystosowana była jednak do pracy od Tczewa do ujścia. Jedynie przy stanach wody powyżej średnich docierały one do Torunia, a do sporadycznych wypadków należały takie, kiedy wpływały na nieuregulowaną Wisłę powyżej Silna (ryc. 1). Tak więc z całego odcinka od Modlina do Silna (około 170 km) spływ lodów odbywał się w sposób niekontrolowany.

Pod koniec wojny część lodołamaczy została przez Niemców uprowadzona, a część uszkodzona lub zatopiona. Uruchomione już w 1946 r. trzy jednostki nie były w stanie zapobiec klęsce powodzi zatorowych po długiej i mroźnej zimie 1946/1947. Do 1961 r. liczba lodołamaczy wzrosła do 7 jednostek, z tego 3 zbudowane były jeszcze pod koniec XIX wieku, a 4 w latach trzydziestych. Na początku lat sześćdziesiątych wybudowano 9 lodołamaczy spalinowych o mocy do 770 KM. Stare parowe jednostki stopniowo wycofywano ze służby. W 1983 r. w Płocku zwodowano pierwszy z całej serii lodołamacz o mocy 300 KM, o niewielkim zanurzeniu. Może być on stosowany na płytkich akwenach, nie zdaje jednak egzaminu jako lodołamacz czołowy na zbiorniku „Włocławek”.

Jeśli chodzi o eksploatowaną flotyllę lodołamaczy dolną Wisłę można podzielić na cztery odcinki:

| | |
|-----------------------------|--------|
| — ujście Wisły do morza | 2 szt. |
| — Martwa Wisła | 2 szt. |
| — odcinek Tczew — Włocławek | 4 szt. |
| — Zbiornik Włocławski | 6 szt. |

Są to ogólne zasady rejonizacji łamania lodów. W miarę rozwoju sytuacji lodowej następuje przesuwanie jednostek w rejon zagrożony powodzią zatorowymi, na przykład w czasie katastrofalnej powodzi zatorowej na zbiorniku w styczniu 1982 r. w akcji lodołamania brało udział 11 jednostek. Obecnie eksploatowana flotylla lodołamaczy na dolnej Wiśle jest niewystarczająca i przestarzała. Na samym zbiorniku w okresie intensywnego zlodzenia niezbędne są jednostki o mocy 1000—1400 KM (w sumie około 7000—7500 KM).

Zdaniem praktyków (Rozwadowski 1974) jednym z decydujących czynników warunkujących skuteczność i efektywność łamania lodów na Wiśle jest odpowiedni dobór taboru i prawidłowy termin rozpoczęcia akcji. Postęp łamania lodów, a więc i likwidacja zagrożenia zatorowego zależy od: głębo-

kości na trasie, grubości pokrywy lodowej, ilości lodu prądowego pod pokrywą lodową (podbitek i zabitek), wielkości płoni, wielkości i struktury odcinków zatorowych. Czynniki te decydują o szybkości łamania, które na Wiśle wynosi od 1 do 20 km na dobę. Obecnie łamanie lodów na zbiorniku kończy się na ogół w rejonie Kępy Polskiej. Łamanie lodu powyżej jest utrudnione lub niemożliwe ze względu na małe głębokości. Do nielicznych wyjątków należą sytuacje, gdy lodołamacze docierają do Wyszogrodu (km 587). Miało to miejsce w marcu 1966 r. przy likwidacji groźnego zatoru w tym rejonie (Kostrzewa 1966).

Uwagi końcowe

Złożoność przyczyn doprowadzających do powstania zatoru czyni to zjawisko trudnym do prognozowania. Podstawowe trudności to stosunkowo mała dokładność prognoz meteorologicznych, słaba znajomość mechanizmu tworzenia się zatorów i ich budowy wewnętrznej. Wypracowane formuły prognozowania wysokości spiętrzenia zatorowego sprawdzalne są na odcinkach, dla których zostały opracowane. Przenoszenie ich na inne rzeki, a nawet inne jej odcinki jest zawodne. Każdy zator jest wypadkową indywidualnych cech danego odcinka rzeki w określonych warunkach hydrometeorologicznych.

Na podstawie zebranych materiałów i przeprowadzonych badań stwierdzono, że lokalizacja zatoru zależy głównie od morfologii koryta i charakteru międzywala. Wyjątek stanowi tu przypadek, gdy pokrywa lodowa zalega dłużej w dolnym biegu rzeki, przy wcześniejszym ruszeniu lodów powyżej (np. marzec 1947). Sytuacja taka permanentnie powtarza się w zbiorniku „Włocławek”, na którym pokrywa lodowa wcześniej powstaje i później zanika w stosunku do rzeki płynącej powyżej. Największą podatność na tworzenie zatorów śryżowych i lodowych wykazują odcinki rzeki o fragmentarycznej i niepełnej regulacji. Nawet całkowita regulacja nie eliminuje zagrożenia powodzią zatorowymi, lecz zmniejsza je w istotnym stopniu. Dlatego przed spodziewanym pochodem lodów (prognoza hydrometeorologiczna) na dolnej Wiśle rozpoczyna się łamanie lodów, dzięki któremu uniknięto wielu powodzi. Możliwość wprowadzenia lodołamaczy do walki ze zlodzeniem zależy od stopnia uregulowania rzeki (głębokości na trasie łamania).

Za najistotniejsze czynniki morfologiczne określające stan koryta i doliny (międzywala) z zatorogennego punktu widzenia należy uznać:

1. charakter odcinka rzeki: korytowy, ujściowy, strefa wyklinowywania cofki zbiornika, zbiornik.
2. charakter doliny (w granicach międzywala lub koryto tzw. wielkiej wody): wysokość i szerokość teras, zadrzewienia, nasypy drogowe, linie energetyczne, zabudowania itp.;
3. zmienna szerokość międzywala;
4. charakter koryta:
 - duża krętość,
 - zmienna szerokość rzeki,

- zmienny i nieustabilizowany nurt,
- mała głębokość na trasie spływu lodów,
- podział koryta na ramiona,
- obecność w korycie kęp i ich zdrzewienie,
- brak lub nieodpowiednia zabudowa regulacyjna,
- inne przeszkody w nurcie (mosty, ujęcia wody itp.).

Wpływ morfologii koryta na powstanie zatoru nie jest stały i ulega zmianom wraz z wielkością przepływu i ilością lodu w rzece. Dlatego też każdej sytuacji zatorowej prognozowanej i zaistniałej powinna towarzyszyć analiza czynników hydrometeorologicznych, takich jak:

1. warunki hydrometeorologiczne okresu tworzenia się pokrywy lodowej określające wielkość „produkcji” lodu prądowego; rozpoznanie położenia odcinków śryżogennych; czas trwania pochodzenia lodu prądowego; ocena ilości lodu prądowego; faza wezbrania, strefa stanów.
2. długość i przebieg okresu z pokrywą lodową; przestrzenne i ilościowe rozpoznanie zlodzenia: grubość pokrywy lodowej wraz z podbitkami, liczba i rozmieszczenie płoni, morfologia powierzchni pokrywy lodowej.
3. warunki hydrometeorologiczne okresu ruszenia lodów; faza wezbrania, strefa stanów, struktura pokrywy lodowej i ilości lodu; przebieg spływania lodu.

Natężenie i przebieg warunków hydrometeorologicznych do momentu powstawania zatoru decydują o jego strukturze (wewnętrznej budowie), od niej też w znacznym stopniu zależy drożność rzeki (Banach i Grześ 1983). Jak to już wyżej podkreślano od struktury zatoru zależy również prawidłowy dobór metod walki z nim. W polskiej nomenklaturze lodowej funkcjonują dwa określenia: zator ciężki („głuchy”) oraz zator lekki („powierzchniowy”). Za kryterium podziału przyjęto stopień wypełnienia przekroju poprzecznego rzeki lodem. Wartość ta jest zwykle największą niewiadomą. W literaturze anglosaskiej (m.in. Bolsenga 1968, Michel 1971, Beltaos 1983) stosuje się odpowiednio określenia: zator osiadły — zakotwiczony (*grounded, dry*) lub pływający (*floating*). Ze względu na rodzaj lodu budującego zator wyróżnia się zatory lodowe i śryżowe, a czasami śnieżne (przy dużych opadach w czasie stawania rzeki). Zatory lodowe, zwane w literaturze anglosaskiej wiosennymi (*spring ice jams*) powstają w okresie rozpadu pokrywy lodowej. Zatory śryżowe lub zimowe (*winter ice jams*) powstają w okresie poprzedzającym całkowite pokrycie rzeki lodem.

Na Wiśle, ze względu na jej specyficzny charakter (Lambor 1948), obserwuje się najczęściej zatory typu złożonego, głównie śryżowo-lodowe i lodowo-śryżowe. Zdaniem autora niezwykle istotnym problemem w ocenie sytuacji lodowej na rzece jest czas trwania i intensywność pochodzenia lodu prądowego, który często jest jedyną formą zlodzenia. Walka z ujemnymi skutkami tego rodzaju lodu możliwa jest jedynie przez działania długofalowe (regulacja). Przeprowadza się próby zastosowania tzw. przegród śryżowych (*ice boom*). W Instytucie Gospodarki Wodnej w Warszawie podjęto próbę określania zależności pomiędzy wybranymi parametrami hydraulicznymi koryta a ilością

lodu prądowego (*Badanie...*, 1983). Na podstawie badań terenowych i analizy materiałów archiwalnych stwierdzono, że ilość lodu prądowego na rzece nieuregulowanej jest znacznie większa niż na rzece uregulowanej (ograniczona powierzchnia wychładzania).

W granicach dolnej Wisły można wyróżnić trzy odcinki o dużym zagrożeniu powodzią zatorowymi. Są to: rejon ujścia Wisły poczynając od Tczewa w dół, górna część zbiornika „Włocławek” (km 608—655), oraz cały odcinek od ujścia Narwi (km 550,5) do km 608. Poza wymienionymi rejonami zatory stwierdzono w kilkunastu innych miejscach (ryc. 1). Inwentaryzacja zjawisk zatorowych pozwoliła na wyróżnienie najbardziej newralgicznych miejsc na dolnej Wiśle z punktu widzenia ich podatności na tworzenie się zatorów. Ilustracją różnych sytuacji zatorowych są omówione wyżej przykłady.

Z analizy zebranego materiału wynika, że groźne sytuacje zatorowe na dolnej Wiśle występowały przeciętnie co 3—5 lat. Za najgroźniejsze uznano wezbrania zatorowe na nieuregulowanej rzece chronionej wałami przeciwpowodziowymi. Brzmi to paradoksalnie, ale w przypadku uszkodzenia wału lub przelania się wód przez jego koronę dochodzi do wielomilionowych strat. Tereny zawali to obszary gęsto zaludnione o wysokiej kulturze rolnej (mady). Obszary te zwykle uważane są za bezpieczne. Największy zalew spowodowany zatorom zanotowano w 1855 r. w rejonie Tczewa; objął on powierzchnię około 440 km². Maksymalne obserwowane spiętrzenia zatorowe na dolnej Wiśle wynosiły około 4 m, a najczęściej stwierdzane — 2—3 m. Zjawiska zatorowe notowane były w każdej strefie stanów charakterystycznych. Szczególnie niebezpieczne są wezbrania zatorowe w okresie tworzenia się pokrywy lodowej przy wysokich stanach wody. Większość znaków tak zwanych wielkich wód na dolnej Wiśle to kulminacje wezbrań zatorowych. Charakterystyczną cechą powodzi zatorowych jest ich lokalny zasięg i znaczne tempo wzrostu stanów wody w okresie spiętrzenia (zarejestrowano nawet przybór 1 m · godz.⁻¹ — Modlin, 3III 1975). Cechy te czynią zjawisko bardzo groźnym z punktu widzenia ochrony przeciwpowodziowej i ewakuacji ludzi wraz z dobytkiem.

Przepływy przy spiętrzeniach zatorowych są kilkakrotnie niższe niż by to wynikało ze stanów wody. Na przykład przepływ w Kępie Polskiej w czasie zatoru wynosił 600 m³ · s⁻¹ (11I 1975, zator w km 610—614), przy stanie wody odpowiadającym swobodnemu przepływowi rzędu 3000 m³ · s⁻¹. Inny przykład z tego samego miejsca: 1200 m³ · s⁻¹ przepływ rzeczywisty, stan wody odpowiadał przepływowi 7000 m³ · s⁻¹ (19I 1975, zator w km 610—617). W okresie ruszania zatoru dochodzi do przyrostu prędkości przepływu (do 3 m · s⁻¹). Doprowadza to do znacznych zmian w morfologii koryta i dewastacji zabudowy hydrotechnicznej. Po spłynięciu zatorów obserwowano zmiany w układzie nurtu oraz powstanie lokalnych przegłębień do 5 m. Wypadki takie stwierdzono na nieuregulowanej rzece w km 551—610. Podstawową trudnością w ocenie ilościowej tych zmian jest brak pomiarów przed powstaniem zatoru.

Poruszono tylko niektóre, najważniejsze problemy związane z zatorami i powodzią zatorowymi. Problematyka ta obok aspektów poznawczych ma duże znaczenie gospodarcze. Doceniono to już w latach dziewięćdziesiątych

ubiegłego stulecia, kiedy działała specjalna komisja do badania przyczyn, skutków i możliwości zmniejszenia zagrożenia powodziami zatorowymi na Wiśle (Puciata 1894). Problem ten w dalszym ciągu jest aktualny.

LITERATURA

- Babiński Z. 1981, *Wstępna charakterystyka morfologiczna dna koryta Wisły dolnej na odcinku Włocławek—Chelmno w świetle map i fotointerpretacji*, Gosp. Wodna, 4—5.
- Babiński Z. 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory we Włocławku*, Dok. Geogr. IGiPZ PAN, 1—2.
- Badanie zjawisk lodowych na rzekach dla potrzeb prognoz i ochrony przeciwpowodziowej*, 1983, oprac. wyk. przez Zakład Fizyki Wody IMGW w ramach PR-7, kier. 04 (maszynopis w bibliotece IMGW).
- Banach M., Grześ M. 1983, *Zator śryżowo-lodowy na Wiśle — styczeń 1982 r.*, Gosp. Wodna, 1.
- Beltaos S. 1983, *River ice jams: theory, case studies, and applications*, Journal of Hydraulic Engineering, 109, 10.
- Branicki A., Śliwiński W. 1981, *Wykorzystanie badań zlodzenia i sedimentacji na zbiorniku „Włocławek” w projektach innych zbiorników kaskady Wisły*, Problemy Projektowe, 1, Gliwice.
- Biegała L. 1983a, *Rola stopnia wodnego Włocławek w powodzi zatorowej w styczniu 1982 roku*, Gosp. Wodna, 5.
- Biegała L. 1983b, *Wpływ poziomu piętrzenia na zwierciadło wody zbiornika włocławskiego w czasie zjawisk lodowych*, Gosp. Wodna, 11.
- Bierdiennikow W. I. 1965, *Fizycznejskie charakteristiki l'da zatorow i zażorow*, Trudy GGI, 129, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Bolsenga S. J. 1968, *River ice jams. A literature review*, Dep. of Army, Lake Survey District, Corps of Eng., Res. Rep. 5—5.
- Charakterystyka przepływu w Wiśle na odcinku Modlin—Włocławek w warunkach zlodzenia*, 1982, rozdz. 5 — *Charakterystyka zlodzenia rzeki przed i po spiętrzeniu* (maszynopis w CBS i PBW Hydroprojekt O/Włocławek, nr arch. 4907—B).
- Danielewicz W. 1983, *Sto lat wiślanych lodolamaczy*, Morze, 1 i 2.
- Dębski K. 1970, *Hydrologia*, Arkady.
- Estifiejew A. N., Sokołow I. N. 1970, *Procesy zażoroobrazowania na riekach i wodochraniliszczach i metody ich regulowania*, Trudy Koordinacyjnych Sowieszczanij po Gidrotechnike, 56, Energija, Leningrad.
- Ficke F. R., Ficke J. F. 1977, *Ice on rivers and lakes — a bibliographic essay*, US Geolog. Survey, Water Resources Investigations 75—95.
- Giruš R., Strupczewski W. 1965, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczono-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, Instrukcje i podręczniki PIHM, 87, Wyd. Komunikacji i Łączności.
- Gołek J. 1957, *Zjawiska lodowe na rzekach polskich*, Prace PIHM, 48.
- Gołek J. 1964, *Zlodzenie rzek polskich*, Prace PIHM, 63.
- Gołek J. 1973, *Zlodzenie i zatory na rzekach polskich* (maszynopis w IMGW).
- Gotlib J. L., Sokołow I. N. 1974, *Control of ice conditions downstream from hydroelectric power plants with reference to navigation problems (w:) International Symposium on River and Ice*, IAHR, Contributions to Subject B, Budapest.
- Grześ M. 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., 4.
- Grześ M., Banach M. 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*, Przegl. Geogr., 55, 1.

- Jędrzyk M., Rusak M. 1982, *Kompleksowe zagospodarowanie Wisły (w:) Wisła. Monografia rzeki*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Kobendzina J. 1954, *Powódzie na Wiśle w okolicach Warszawy*, Gosp. Wodna, 4.
- Kolberg W. 1861, *Wisła jej bieg, własności i splawność*, Warszawa.
- Kostrzewa J. 1966, *Powódź zatorowa na Wiśle w lutym 1966*, Gosp. Wodna, 5.
- Kowalczyk A. 1954, *Zagadnienie ujścia Wisły w świetle bezpieczeństwa doliny*, Gosp. Wodna, 4.
- Lambor J. 1933, *Zjawiska lodowe i akcja lodolamania na Wiśle*, Przyroda i Technika, 12, 2.
- Lambor J. 1948, *Geneza lodu prądowego i jego pojawienie się na rzekach środkowo — europejskich zlewiska morza Bałtyckiego*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteo., 1, 3.
- Maksimowicz N. I. 1904, *Ustłowija ledochoda i borba s zatorami l'da na riekie Wisle (w:) II Sjezd Russ. Dejat. po Wod. Put.*, Petersburg.
- Mamak W., Tyszką Z. 1954, *Statystyka szkód powodziowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem lat ostatnich*, Gosp. Wodna, 4.
- Machalewski W., Miłkowski M., Rozwadowski J. 1974, *Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe Wisły dolnej*, Gosp. Wodna, 3.
- Matakiewicz M. 1920, *Regulacja Wisły. Monografia Wisły*, 10, Wyd. Pol. Tow. Krajozn., Warszawa.
- Michel B. 1971, *Winter regime of rivers and lakes*, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, US Corps of Engineers, Monograph III -- B1a.
- Mikulski Z. 1954, *Katastrofalne powódzie w Polsce*, Czas. Geogr. 4.
- Mikulski Z. 1957, *Charakterystyka powodzi w Polsce*, Gosp. Wodna, 9.
- Mikulski Z. 1962, *Występowanie niżówek, wezbrań i powodzi na rzekach polskich*, Wiad. Służby Hydrologicznej, 49.
- Mikulski Z. 1963, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa.
- Niese A., Schmidt G. E. 1918, *Vorsschlage zur förderrung der Schiffbarkeit*, Zeitschrift für Bauwesen, 4—6, Berlin.
- Paczorska Z. 1937, *Zamarzanie rzek w Polsce*, Bad. Geogr., 18—19, Poznań.
- Parde M. 1957, *Rzeki*, PWN, Warszawa.
- Pastulski Z. 1970, *Wpływ zjawisk lodowych na przepływ rzeczny*, Prace PIHM, 99.
- Puciata M. A. 1894, *O zatorach na riekie Wisle*, Trudy I Sjezda Russ. Dej. po Wod. Putjam, 1, Petersburg.
- Raczyński M. 1935, *Materiały do historii Ciechocinka od zapoczątkowania warzelniów soli do wybuchu wielkiej wojny*, 1, Warszawa.
- Raport Komisji Międzyresortowej powołanej decyzją nr 4 Prezesa Rady Ministrów z dnia 3.02.1982 do zbadania przyczyn i skutków powodzi w styczniu 1982 r. na Wiśle i na innych rzekach*, 1982.
- Rozwadowski J. 1974, *Technika kruszenia lodów na Wiśle (w:) Materiały konferencji RWPG „Zastosowanie lodolamaczy do kruszenia pokrywy lodowej”*, Gdańsk.
- Rusak M. 1982, *Wisła dolna (w:) Wisła. Monografia rzeki.*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Słomianko P. 1956, *Zator lodowy w ujściu Wisły w marcu 1956*, Technika i Gospodarka Morska, 5.
- Słowikowski J. 1881, *Stan wody na Wiśle pod Warszawą od 1860 do r. 1880, z oznaczeniem peryjodów stawania i puszczania lodów*, Pamiętnik Fizjograficzny, 1, Warszawa.
- Słowikowski J. 1892, *Charakterystyka Wisły i o zjawiskach towarzyszących zamarzaniu rzek*, Pamiętnik Fizjograficzny, 22, Warszawa.
- Szachtmajer K. 1928, *Jesienny pochód lodów na Wiśle w r. 1927*, Morze, 2.
- Śliwiński W. 1975, *Zagrożenie zatorowe na Wiśle powyżej zbiornika Włocławek*, Informator Projektanta, 3, Centralne Biuro Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego Hycroprojekt, Warszawa.

- Tyszcza Z. 1954. *Powódzie w Polsce i ochrona przed nimi w zarysie historycznym*, Gosp. Wodna, 4.
- Walawander A. 1932. *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450—1586. Zjawiska meteorologiczne i pomory*, Bad. z Dziejów Społecznych i Gospodarczych, 10, Lwów.
- Williams G. P., MacKay D. K. 1973. *The characteristics of ice jams (w:) Seminar on Ice Jams in Canada*, NRC Tech. Memo., 107, Ottawa.
- Wiśniewski B. 1975. *Ochrona przed zlodzeniem i zatorami lodowymi (w:) Ochrona przed powodzią*, 3—4, Warszawa.
- Wojtkiewicz M. 1926. *Wisła Pomorska. Drogi wodne w Polsce*, 2, Warszawa.
- Wokroj J. 1937. *Zejście lodów i tworzenie się zatorów w dorzeczu Wisły*, Gosp. Wodna, 2.
- Wokroj J. 1954. *Powódzie zatorowe i walka z nimi*, Gosp. Wodna, 4.
- Zajbert M. 1975. *Powódź i ogólne warunki ochrony przeciwpowodziowej (w:) Ochrona przed powodzią*, 1—2, Warszawa.
- Zubrzycki T. 1927. *Okres lodowy na wodach płynących Polski*, Prace Meteorologiczne i Hydrograficzne, 4, Warszawa.
- Żelaziński J. 1983. *Ocena zlodzenia koryta Wisły powyżej stopnia Włocławek w styczniu 1982 r.*, Gosp. Wodna, 5.

МАРЕК ГЖЕСЬ

ПРОБЛЕМА ЗАТОРОВ И НАВОДНЕНИЙ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВИСЛЫ

Очень важным и не вполне ещё изученным элементом гидрологического режима рек является ледовый режим. Это относится прежде всего затора, который вызывает очень часто катастрофические последствия наводнения. Прогноз: где, когда и как высоко поднимается вода затора, очень трудный. В этом случае все исторически данные, собранные и систематизированные, очень полезные для изучения процесса и прогнозирования вышеупомянутого явления.

В статье указаны только выбранные проблемы связанные с заторами и наводнениями в нижнем течении Вислы. Она характеризуется дифференцированной степенью регуляции русла. От устья реки Нарев ок. 70 км это участок без регуляции, 55 км водоёма, 40 км участок с частичной регуляцией и 220 км реки с регуляцией (рис. 1). Первые информации о заторах и наводнениях относятся XI века. Они касаются, однако, ущерба причинённого этими явлениями. Величина ущерба до настоящего времени принимается часто как масштаб явления. Как вытекает из собранных данных, наводнения вызванные затором в нижнем течении р. Вислы появлялись каждые 3—5 лет. Устье Вислы это район наиболее подвергнутый опасности заторов. Здесь в 1940 году затор образовал за одну ночь новое устье в Гланьскую Бухту. Самое большое известное автору наводнение вследствие затора произошло в районе города Тчев в марте 1855 г. Вода затопила тогда ок. 440 км² территорий с высокой сельскохозяйственной культурой. Максимальная высота поднятия воды затора превышала 4 м. Однако, в среднем достигала 2—3 м. В половине XIX века в нижнем течении Вислы, от 718 км вниз по течению началась комплексная регуляция реки связана со стройкой новой и перестройкой старой ещё средневековой защитной дамбы. Эта регуляция была окончена в начале XX века. Верхний участок реки длиной в ок. 170 км остался без регуляции. Такая ситуация позволила оценить роль регуляции русла в уменьшении опасности наводнений вследствие заторов.

Нижнее течение Вислы проходит из юга на север на участке почти 400 км. Итак, в верхнем течении лёд движется часто раньше, что приводит к опасным си-

туациям затора. Уже в половине XIX века начал работать на Висле паровые ледоколы, которые приготавливали реку к ледоходу и ликвидировали возникший тогда затор. Выше 718 км на диком участке без регуляции деятельность ледоколов ограничена главным образом из-за небольшой глубины в стрезени. Поэтому отход льда происходил здесь естественным способом и без контроля. Это приводило практически к ежегодным заторам зимой. Попытки крошения льда взрывчатыми зарядами не были никогда так эффективные как работа ледоколов. Обнаружено, что прежде чем пролиться вода через защитные дамбы, они чаще всего механически разрушены наступающей льдиной. На карте обозначены участки, где заторы самые частые. При регуляции реки необходимо обращать большее внимание на факт, что на реке в некоторых периодах идёт лёд, свойства которого иные чем воды.

Существенному изменению подвергли ледовые условия на участке больше 100 км нижнего течения Вислы после возникновения в 1970 г. водохранилища „Влоцлаvek”. Надо обратить здесь внимание на очень важную черту ледового режима Вислы, т.е. на лёд, составляющий больше 60% времени всех ледовых явлений. В нижней и центральной части водохранилища „Влоцлаvek” ледяной покров возникает раньше по отношению к свободно текущей выше реке (рис. 3 и 4). В верхней части водохранилища накапливается большое количество туги, вызывая блокирование стока воды. Распад ледяного покрова на свободно текущей реке происходит раньше и до водохранилища вновь наплывает лёд (льдина). Возникают ледовые заторы. В такой ситуации необходимо провидить ежегодно ледолом в цели ускорения отхода льда и уменьшения опасности затора. В течение 14 лет эксплуатации водохранилища возникло в нём 16 заторов за 9 зим. Дважды только несколько десятков сантиметров не хватало до перелива через защитные дамбы (1979, 1981), а в 1982 г. вода прошла через слой толщиной в больше 1 м. В настоящее время проводятся работы по углублению водохранилища. Черпанный песчаный материал в количестве сближенном к ежегодной аккумуляции (2 милл. м³/год) предназначен на повышение защитной дамбы.

Локализация затора зависит главным образом от морфологии русла и характера долины между дамбами. Зато внутренняя структура затора является результатом гидрометеорологических процессов. Каждый затор это результат морфологии русла и гидрометеорологических условий предшествующего его возникновение периода. Выбор методов борьбы с заторами зависит от их внутреннего строения и достигнутого масштаба.

MAREK GRZEŚ

ICE JAMS AND ICE JAM FLOODS IN THE LOWER VISTULA

Ice phenomena constitute a very significant and poorly recognized component of the hydrological regime. This particularly refers to ice jamming which is frequently the cause of disastrous floods. It is very difficult to forecast the time, place and height of ice jamming. In this case any historical data collected and systematized are extremely useful for recognizing the process and forecasting the phenomenon.

The article discusses only selected issues connected with ice jams and ice jam floods in the Lower Vistula which is characterized by different degrees of regulation. Starting from the Narew junction there is an unregulated stretch some 70 km long, next there is the reservoir 55 km long and a partly regulated stretch 40 km long which is followed by 220 km of the

regulated river (Fig. 1). The earliest information on ice jams and ice jam floods dates back to the 11th century. It refers, however, to losses brought about by those phenomena. The amount of losses frequently determines the scale of the phenomenon even today. According to collected data, ice jam floods occurred in the Lower Vistula every three-five years. The area which is in the greatest danger of the occurrence of ice jams is the Vistula mouth where in 1840 an ice jam resulted in the formation of new mouth to the Gdańsk Bay over-night. The biggest ice jam flood known to the author took place near Tczew in March 1855 when about 440 square km of farmland were under water. Maximal recorded heights of ice jam dammed were higher than 4 m. but, on the average, they amounted to 2–3 m. In the mid–19th century in the Lower Vistula, starting from the 718 th km down stream, a complex regulation of the river started and was accompanied by the construction of new and reconstruction of old, still Medieval embankments. That regulation was completed in the early 20 th century. The upper stretch of the river some 170 km long remained unregulated. Such a situation made it possible to assess the role played by the channel regulation in decreasing the threat of ice jam floods.

The Lower Vistula flows from S to N covering the distance of nearly 400 km. Thus, the ice frequently starts to move in the upper course leading to dangerous jamming situations. As early as the mid–19th century steam ice-breakers were introduced in the Vistula to prepare the river for ice drift and liquidate ice jams formed during that drift. From the 718 th km up stream, in the braided and unregulated stretch the operation of ice-breakers is limited mostly due to small depths in the talweg. Therefore, the ice run was natural and uncontrolled there. In practice, it lead to the occurrence of ice jams every winter. Attempts to crush ice with explosives have never been as effective as the operation of ice-breakers. It has been stated that before water flows over embankments they are most frequently mechanically disrupted by the pressing ice loes. Those stretches where ice jams were most frequently recorded are shown on the map (Fig. 1). While regulating the river, one should pay greater attention to the fact that at some periods ice runs down the river, behaving in a different way than water.

Significant changes were introduced in ice conditions in an over 100 km-long stretch of the Lower Vistula after the „Włocławek” reservoir was formed in 1970. At this point, one should stress a very significant characteristics of the ice regime of the Vistula river, i.e. current ice which occurs for over 60 per cent of the duration of ice phenomena in general. In the lower and middle part of the „Włocławek” reservoir, the ice cover is formed earlier than on the free flow river above (Fig. 3 and 4). Large amounts of frazil ice accumulate in the upper part of the reservoir, blocking the outflow. Decay of the ice cover on the free flow river is earlier and ice (floe) flows back again to the reservoir. Ice jams are formed. In such a situation it is necessary to break ice every year to speed up the descent of ice and decrease the threat of ice jams. Over 14 years of the reservoir’s usage, 16 ice jams were formed there during 9 winters. Twice, only a dozen or so centimetres prevented the water from overflowing the embankments (1979, 1981), and in 1982 water flew over the embankments with an over 1-m layer. At present, intensive dredging work is carried out in the reservoir and the drawn sandy material whose quantity approximates the annual accumulation (2 milion cubic metres/year) is used for raising the embankments.

The location of ice jam mainly depends on the channel morphology and the character of valley between the embankments, while the internal structure of ice jam is the result of the course and intensity of hydrometeorological processes. Each ice jam is the result of channel morphology and hydrometeorological conditions characteristic for the period preceding its formation. The choice of methods to combat ice jams depends on its internal structure and size.

Translated by *Aneta Dylewska*

MIECZYŚLAW BANACH

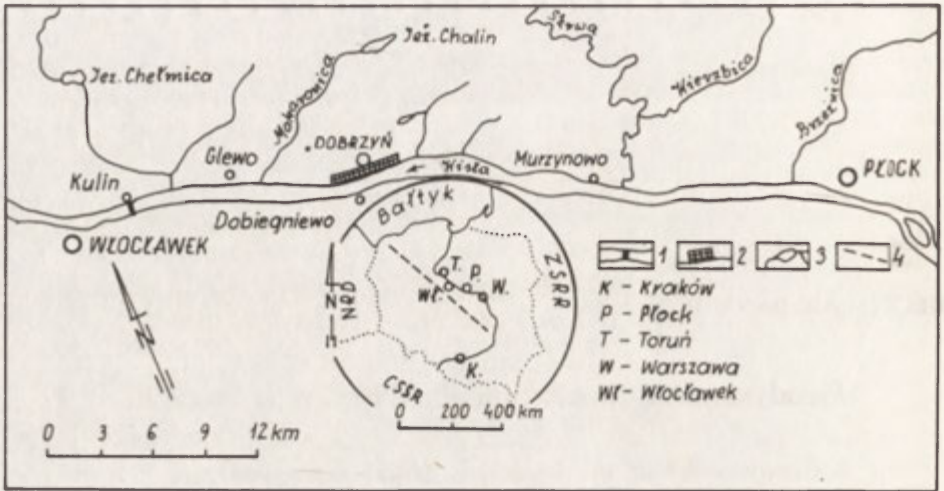
Geodynamika zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu

Geodynamics of the Vistula valley slope in Dobrzyń

Zarys treści. W artykule przedstawiono zmiany przestrzennego zróżnicowania degradacji zbocza. Wykazano ścisły związek tempa i charakteru niszczenia zbocza z jego budową geologiczną i warunkami wodnymi. Wskazano na ujemny wpływ działalności ludzkiej na rozwój procesów geodynamicznych (osuwiskowych). Wzmożone tempo degradacji w ostatnich 13 latach powiązано ze zmianą hydrodynamiki rzeki, spowodowaną wybudowaniem zapory i powstaniem zbiornika.

Wstęp

Opracowanie powstało w ramach problemu MRI/25 w temacie *Dynamika brzegów zbiornika włocławskiego* i jest nawiązaniem do badań rozwoju osuwisk, prowadzonych bezpośrednio po spiętrzeniu Wisły, w latach 1970—1975 (ryc. 1). W okresie późniejszym zajmowano się tym marginalnie. Kilkunastoletnie pomiary i obserwacje, choć niesystematyczne, zobowiązują do przedstawienia wyników i wniosków, dotyczących zachowania się całej strefy zbocza w miarę upływu lat od zmiany (podniesienia) bazy erozyjno-denudacyjnej. Zastosowano metodę powtarzalnych pomiarów geodezyjnych z minimum dwóch stanowisk, z których celowano na poszczególne punkty pomiarowe zlokalizowane na powierzchni osuwiska oraz poza jego obrębem. Każdorazowo mierzono kąt poziomy, pionowy i odległość. Za punkty pomiarowe służyły rury wbite do głębokości 2 m, drzewa, graniczniki, głązy oraz fundamenty budynków. W sumie zawsze mierzono kilkanaście punktów. Pomiary wykonywano w odstępach półrocznych i częściej — do 1973 r., w okresie późniejszym — nieregularnie. Ostatni pomiar wykonano w marcu 1984 r. Kameeralnie obliczano wartości przemieszczeń poziomych i pionowych dla okresów międzypomiarowych. Powyższą metodą badano tempo degradacji odcinków zbocza objętych osuwiskami — zsuwami, stale czynnymi. Szybkość niszczenia odcinków objętych obrywami i osypiskami badano poprzez wykonywanie powtarzalnych profili poprzecznych w odstępach kilkuletnich.



Ryc. 1. Szkic terenu badań: 1 — zapora, 2 — obszary oddzielnych szkiców kartograficznych, 3 — ciek i jeziora, 4 — Antyklorium Pomorsko—Kujawskie

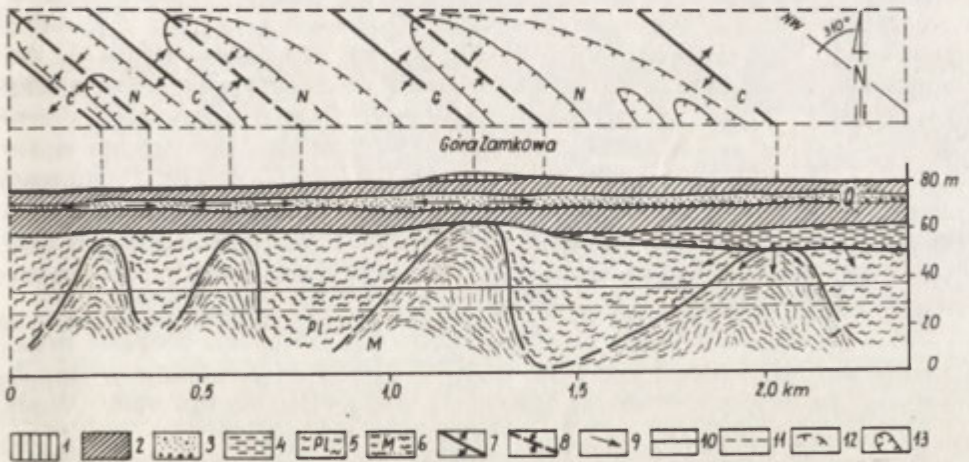
Sketch of the investigated area: 1 — dam, 2 — area of separate cartographic sketches, 3 — streams and lakes, 4 — Pomeranian—Kuyawy Antyclinorium

Zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu podlega procesom geodynamicznym (osuwiskowym) od tysięcy lat. Najstarsza historia tego procesu zapisana jest w osadach. W opracowaniu uwypuklono historię ostatniego stulecia, ze szczególnym uwzględnieniem okresu po spiętrzeniu Wisły. Pod pojęciem „geodynamika” rozumiem dynamikę form ruchów masowych (osuwiskowych) na zboczu. Pojęcie „formy i procesy osuwiskowe” stosuję zamiennie z pojęciem „formy i procesy geodynamiczne”. Podobnie pojęcia te stosuje W. Subotowicz (1980). Stanowiły one i stanowią dominujący czynnik egzogeniczny, którego dziełem jest obecny obraz morfologiczny zbocza. Inne procesy egzogeniczne odgrywają tu drugorzędną rolę.

Pierwsze prace, wiążące się z poruszonym w artykule problemem, pochodzą z okresu międzywojennego. J. Lewiński (1924) przedstawił charakter morfologiczny zbocza i trafnie ocenił jego niszczenie w zależności od wykształcenia litologicznego. K. Gelinek (1929) opisał (niczym nie ilustrując) formy osuwiskowe rozwijające się na zboczu w Płocku i Dobrzyniu wiosną i latem 1925 i 1926 r. Oddzielny etap badania osuwisk tego obszaru wiąże się z projektowaniem, budową i eksploatacją stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku. Są to głównie ekspertyzy i dokumentacje nie publikowane (Fąferek i inni 1955, Andrzejeszczak i inni 1966, Kühn 1973). M. Banach (1973, 1977, 1981, 1983) wskazał na ścisłą zależność przestrzennego zróżnicowania osuwisk od budowy geologicznej i charakteru struktur neogeńskich. Podał również wyniki stacjonarnych badań dotyczących dynamiki wybranych form oraz zmian linii brzegowej.

Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne

Zbocze doliny Wisły w rejonie Dobrzynia jest silnie zróżnicowane geologicznie. Budują je utwory neogeńskie i czwartorzędowe. Neogen reprezentują utwory miocenu i pliocenu o dość dużej zmienności w profilu poziomym i pionowym. Miocen reprezentuje formacja węgla brunatnego, przeważnie piaszczysta. Pliocen wykształcony jest głównie w postaci iłów. Podrzedne wkładki odmiennego składu nie zmieniają charakteru obu formacji. Ogólna miąższość całej serii utworów miocenijskich waha się od 10 do 109,7 m. Tak znaczne różnice wynikają z ukształtowania stropu tych osadów. Wąskie wyniesienia w formie brachyantyklin wychodzą do 25 m ponad poziom wód zbiornika. Wyniesienia poprzedzielane są głębokimi i znacznie szerszymi od grzbietów obniżeniami, które schodzą poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej rzeki. Bieg osi zaburzonych struktur wykazuje generalnie kierunek NW-SE. Amplituda fałdów waha się od 40 do 90 m, a ich długość od 0,2 do 0,5 km. Utwory pliocenijskie wyrównują obniżenia w stropie miocenu (ryc. 2, fot. 1).



Ryc. 2. Schemat budowy geologicznej, morfologii oraz krążenia wód podziemnych w przykrawędziowej strefie wysoczyzny w Dobrzyniu: 1 — antropogen, 2 — gliny żwałowe, 3 — piaski, żwiry oraz bruk morenowy, 4 — mułki i ropy zastoiskowe, 5 — utwory pliocenijskie, 6 — utwory miocenijskie, 7 — kierunek osi antyklin miocenijskich, 8 — kierunek osi synklin miocenijskich, 9 — kierunki ruchu wód podziemnych, 10 — zwierciadło Wisły po spiętrzeniu, 11 — zwierciadło Wisły przed spiętrzeniem, 12 — krawędzie starych nisz osuwiskowych, 13 — osuwiska obecnie czynne, N — nisze, C — cypce

Scheme of geological structure, morphology and underground water circulation in the marginal zone of the high plain in Dobrzyń: 1 — man-made features, 2 — boulder clay, 3 — sand, gravels and ice pavement, 4 — glacial silts and clays, 5 — Pliocene formations, 6 — Miocene formations, 7 — direction of Miocene anticlines* axis, 8 — direction of Miocene synclines* axis, 9 — direction of underground water movement, 10 — the Vistula table after retention, 11 — the Vistula table before retention, 12 — edges of old landsliding recesses, 13 — currently active landslides, N — recesses, C — cusps

W osiach antyklin miocenijskich miąższość ich jest mała lub w ogóle ich brak, w synklinach natomiast osiągają maksymalną grubość, do 71 m. Strop plioce-
nu jest wyrównany i zalega na rzędnych 75—80 m npm. Kompleks ilów
plioceńskich wykazuje brekcyjową teksturę z rozwiniętym systemem szczelin,
spękań i zlustrowań. Ten system gęstego, chaotycznego złuskowania, zlustro-
wania i drobnych spękań, powstałych w procesie zaburzenia utworów i ich
wietrzenia w klimacie peryglacialnym, stanowi drogę dla wody, która prze-
nika z leżących wyżej utworów czwartorzędowych i gromadzi się w soczew-
kach bardziej sypkich utworów. Własności fizyczne i mechaniczne utworów
plioceńskich zależą przede wszystkim od stopnia ich zbrekcywania i zawar-
tości frakcji ilastej. Najkorzystniejsze własności, z punktu widzenia zachowa-
nia stateczności zboczy, wykazują gliny ciężkie, ility pylaste i w końcu ility
(Meissner 1967). Zróznicowanie neogenu w sąsiedztwie zbocza od Płocka do
Włocławka przedstawiono szerzej w opracowaniach wcześniejszych (Banach
1973, 1977).

Na neogenie zalegają horyzontalnie zwartym płaszczem osady czwarto-
rzędowe, wykształcone w postaci dwu glin zwałowych, przedzielonych serią
piaszczysto-żwirową. We wschodniej części Dobrzynia występują pod dolną
gliną osady facji zastosiskowej. Na wyniesieniach neogenu stwierdza się zu-
bożenie stratygraficzne czwartorzędu, w obniżeniach natomiast wykształcony
jest pełniej. Całkowita miąższość kompleksu osadów czwartorzędowych w strefie
przykrawędziowej wysoczyzny wynosi 15—30 m. Na powierzchni wyso-
czyzny morenowej zalega glina zwałowa brązowo-żółta, pylasta z nieznaczną
ilością gładów. W strefie przykrawędziowej jest spękana, wykazuje chara-
kterystyczny słupowy cios, w wyniku czego w świeżych odśnieżeniach tworzy
wysokie, pionowe ściany. Obecność spękań sprzyja rozwojowi powierzchni-
owych ruchów masowych (Wysokiński 1967).

Zróznicowana budowa geologiczna, szczególnie zaburzenia neogenu, deter-
minują warunki hydrogeologiczne. Brak tu wyraźnych poziomów wodonoś-
nych związanych z różnymi litologicznie i stratygraficznie utworami. Wody
zawarte w różnych stratygraficznie utworach łączą się często ze sobą. Sche-
mat ich krążenia ilustruje rycina 2. Główną przyczyną tego zjawiska jest za-
burzenie pierwotnego, horyzontalnego zalegania utworów podłoża, w wyniku
czego wody z głębszych, podglinowych wodonośców czwartorzędowych infil-
trują w bardziej luźne przewarstwienia neogenu. Istotny wpływ na rozwój
ruchów masowych mają wody wypływające na zboczu, zawieszane, nie mające
kontaktu hydraulicznego z Wisłą. Wypływają z utworów międzyglinowych
oraz z przewarstwień i soczewek luźnych utworów w obrębie glin czy ilów.
Ilość tych wód na zboczu jest zróznicowana. W obrębie antyklin mioceni-
jskich często brak w ogóle wypływów ponad zwierciadłem Wisły, w obrębie
synklin natomiast występuje co najmniej jeden poziom wodonośny, niezależ-
nie od wód w koluwiach.

Lokalne działy czwartorzędowych wód podziemnych pokrywają się w strefie
przykrawędziowej zbocza z osiami antyklin miocenijskich. Węzły hydro-
geologiczne natomiast towarzyszą synklinom miocenijskim, w obrębie których,

ze względu na obfitość wód oraz przewagę utworów ilastych w podłożu, rozwijają się osuwiska.

Morfologia zbocza

Zbocze doliny Wisły w rejonie Dobrzynia ma 40—45 m wysokości i jest charakterystycznie ukształtowane — postrzępione przez głębokie i szerokie nisze, przypominające cyrki lodowcowe, o stromych ścianach i nierównym dnie. Szerokość nisz wynosi 200—500 m, a długość do 300 m, średnie nachylenie 12—15°. Nisze oddzielone są od siebie ocalałymi partiami wysokiego brzegu w postaci wąskich cypli (ostróg), które zazwyczaj dochodzą prawie do samego brzegu Wisły ścianą o nachyleniu 35—50°. Nisze naśladują synklinalne obniżenia w stropie utworów miocenских i są strefą intensywnego rozwoju powierzchniowych ruchów masowych typu zsuwów, sływów i zlązisk. Wysokie partie brzegu w postaci wąskich cypli naśladują z kolei antyklinalne wyniesienia miocenu, gdzie ruchy masowe rozwijają się cyklicznie w formie obrywań i osypów (ryc. 2, fot. 2). Zarówno nisze jak i cyple są skierowane nie prostopadle do rzeki, lecz ukośnie. Osie tych form pokrywają się z przebiegiem osi struktur miocenских. W obrębie wyróżnionych wyżej makroform rzeźby zbocza można wyróżnić wiele drobniejszych form, zarówno denudacyjnych jak i erozyjnych. Z urozmaiconym przebiegiem krawędzi wysoczyzny w ścisłym związku pozostaje zarys linii brzegowej. Niszom odpowiadają zatoczki, cyplom — wypukłości. Rozwinięcie krawędzi wysoczyzny jest znacznie większe od rozwinięcia linii brzegowej Wisły (ryc. 3).

Zmiana dynamiki rzeki po spiętrzeniu

Siła transportowa i niszcząca Wisły, podobnie jak każdej rzeki, zależy od wielkości przepływu i prędkości płynięcia. Przy niskich stanach erozja wgłębna i boczna są nieznaczne. Przy wysokich stanach siła erozyjna wielokrotnie wzrasta. Przy takich właśnie warunkach hydrodynamicznych Wisła niszczyła swe brzegi, szczególnie wysokie i strome. Wahania jej stanów na odcinku Płock — Włocławek w okresie przed spiętrzeniem (1959—1968) osiągały 6 m. Średnie przepływy roczne wahały się w tym czasie od 677 do 1191 m³·s⁻¹ (Glazik 1978). Zmienność siły erozyjnej była więc duża. Po przegrodzeniu rzeki zaporą (w 1969 r.) i rozpoczęciu piętrzenia prędkość płynięcia wód stopniowo malała. Po zakończeniu spiętrzenia wód średni stan w Dobrzyniu przekroczył o 8,1 m stany średnie Wisły przed piętrzeniem i o 2,9 m notowane stany maksymalne, powodziowe. Zalana została dolna, połoga część zbocza, tzw. podnóże o szerokości 15—50 m. Szerokość rzeki wzrosła przeszło dwukrotnie w tym rejonie. Powstał rozległy akwen o powierzchni ponad 70 km². Średnia jego szerokość wynosi 1,2 km, w okolicy Dobrzynia — około 2 km. Średnia głębokość wynosi 5,5 m, w rejonie Dobrzynia — około 6 m. Amplituda wahań stanów wody nie przekracza na ogół 2 m i jest prawie trzykrotnie mniejsza niż przed spiętrzeniem. Brak obecnie wyraźnej cykliczności wahań stanów w przebiegu rocznym, jaka istniała w warunkach naturalnego odpływu. Wyraźna jest natomiast cykliczność w prze-

biegu dobowym. Wielkość wahań bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły jest obecnie regulowana potrzebami i bezpieczeństwem stopnia oraz zboczy. Spadek zwierciadła wód zmniejszył się z 19,1 do 0,5 cm na 1 km biegu Wisły. Siła erozyjna rzeki wyraźnie więc zmalała. Pojawił się jednak nowy czynnik niszczenia brzegów a mianowicie abrazja, spowodowana falowaniem wiatrowym tak rozległego akwenu (fot. 2). Erozja boczna zastąpiona została abrazyjną działalnością fal. Wstępną charakterystykę falowania zbiornika za okres 1977—1980 przedstawiono już wcześniej (Banach 1983).

Spad zwierciadła wód podziemnych, hydraulicznie związanych z Wisłą uległ w strefie zbocza w Dobrzyniu — na skutek spiętrzenia rzeki — wyraźnemu zmniejszeniu i wynosi obecnie 1—4 m, a wynosił 4—8 m. Amplituda wahań rocznych tych wód zmalała 6—8 razy i nie przekracza obecnie 50—60 cm (Banach 1977). Zmniejszenie spadku oraz amplitudy wahań osłabiło wpływ ciśnienia spływowego powyższych wód na stateczność zbocza, tj. na rozwój osuwisk. Powstanie zbiornika nie wpłynęło na zmianę reżimu wód podziemnych „zawieszonych”, wypływających na zboczu, gdyż nie miały one i nie mają kontaktu hydraulicznego z rzeką. Ich ilość oraz reżim zależne są w dalszym ciągu od przebiegu warunków meteorologicznych.

Dynamika zbocza

Charakter i tempo degradacji zbocza uzależnione są głównie od jego budowy geologicznej i warunków wodnych oraz od dynamiki rzeki. Obecna rzeźba zbocza jest wynikiem wzajemnego oddziaływania na siebie czynników geodynamicznego i hydrodynamicznego.

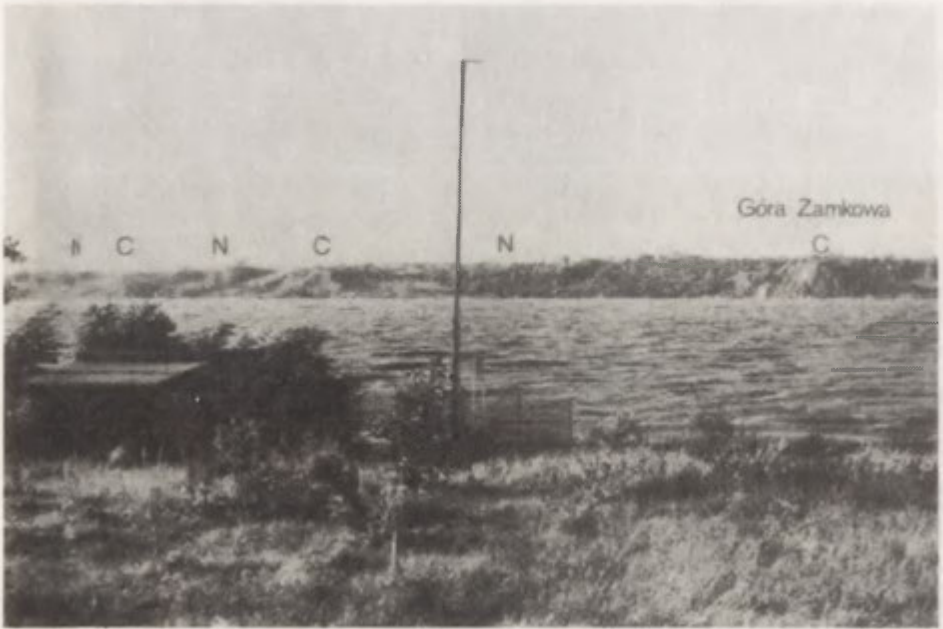
Rozwój procesów geodynamicznych (osuwiskowych) w tym rejonie rozpoczął się z chwilą wcięcia się Wisły w strop ilów. W miarę dalszego wcinania się rzeki wzrastał zasięg oddziaływania procesów grawitacyjnych. Przed kilkoma tysiącami lat, gdy koryto Wisły zalegało znacznie niżej niż przed spiętrzeniem, uruchamiały się procesy grawitacyjne o dużym zasięgu w głąb wysoczyzny, głęboko naruszające zbocze. Sprzyjające temu warunki istniały

Fot. 1. Brzeg klifowy w Dobrzyniu-Rumunkach. Budują go utwory neogénskie; w centralnej górnej części — zerwa zboczowa utworów pliocénskich, u dołu stożek ilasty
17 sierpnia 1980 r.

Cliff bank in Dobrzyń-Rumunki. It is composed of Neogenic formations; slope slump of Pliocene formations in the central upper part; clay cone at the bottom
17 August 1980

Fot. 2. Zbiornik w rejonie Dobrzynia w czasie silnego falowania. Na pierwszym planie Stacja Obserwacyjna w Dobiegniewie. Na dalszym planie prawy, wysoki brzeg Wisły w Dobrzyniu:
C — cyple, N — nisze
21 sierpnia 1980 r.

Reservoir near Dobrzyń during strong waving. Observation Station in Dobiegniewo in the foreground. High right bank of the Vistula in Dobrzyń in the background: C — cusps, N — recesses
21 August 1980





Fot. 3. Góra Zamkowa w Dobrzyniu w 1907 r. (według: M. Wawrzeniecki. 1913)
Góra Zamkowa in Dobrzyń in 1907 (according to M. Wawrzeniecki 1913)



Fot. 4. Góra Zamkowa w Dobrzyniu. 7 kwietnia 1984 r.
Góra Zamkowa in Dobrzyń. 7 April 1984 r.

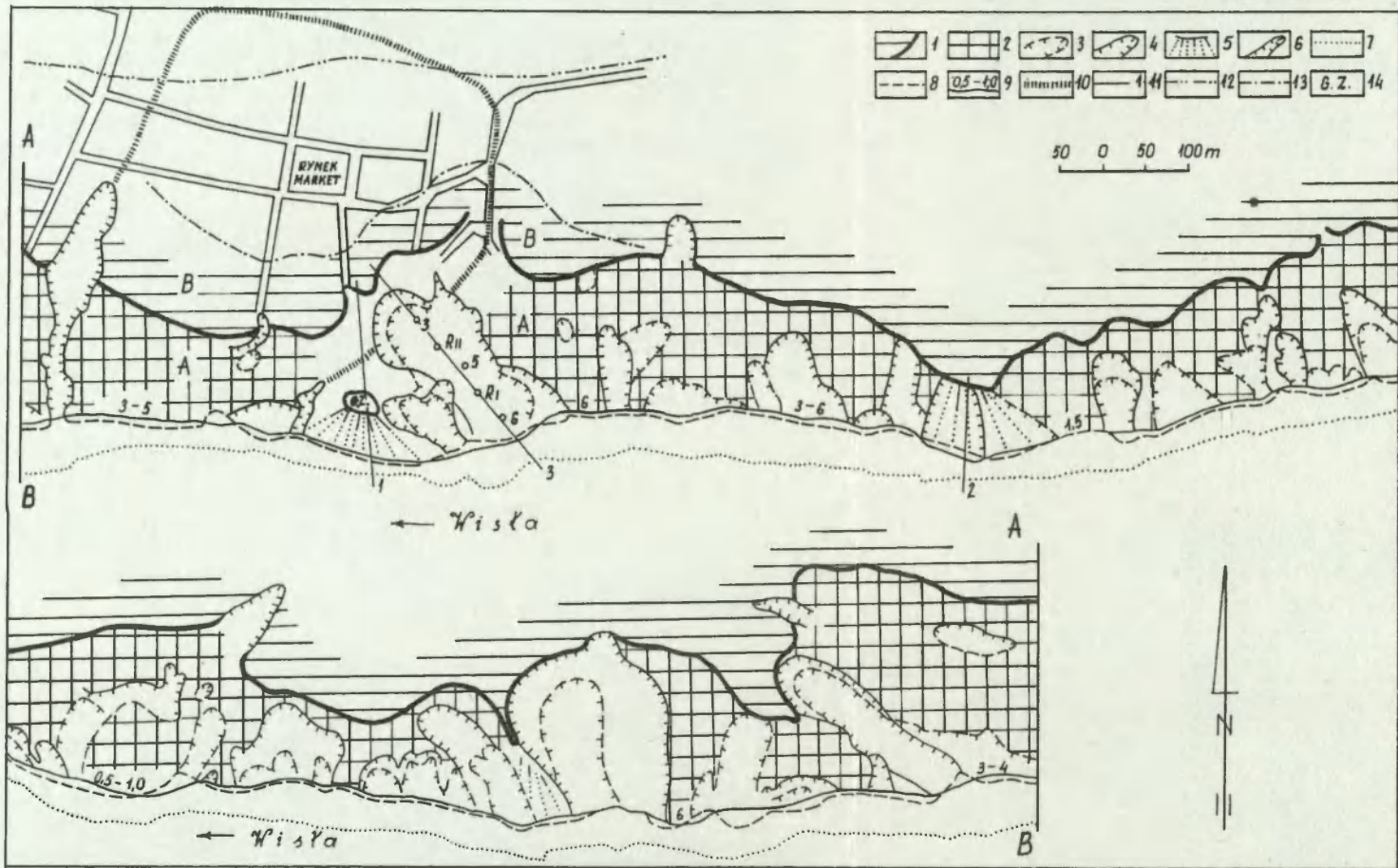
na odcinkach zbocza o najniższych parametrach wytrzymałościowych na ścianie, tzn. w Stefach synklin miocenijskich. Mogły tu powstawać nawet osuwiska strukturalne. Odskłuciu i przesunięciu ulegały utwory czwartorzędowe i plioceńskie po stropie miocenu lub po zaburzonych powierzchniach nieciągłości w zbrekcjonowanych łach plioceńskich. O istnieniu starych osuwisk świadczy obecność nie naruszonych strukturalnie osadów czwartorzędowych w dninie nisz, znacznie niżej niż zalegają w wysoczyźnie. W wielu miejscach w obrębie starych koluwiów stwierdza się upad warstw ku wysoczyźnie, w głąb zbocza, co świadczy o rotacyjnym obrocie przy ścięciu warstw. W czasach historycznych osadnictwo wkroczyło nie tylko w sąsiedztwo zboczy, lecz nawet na osuwiska, w obręb rozległych nisz. Odtąd rozpoczął się negatywny wpływ człowieka na stateczność zbocza. Od XI w. rozpoczęto w Dobrzyniu budowę grodu obronnego, zamku, kościołów i zwartego budownictwa w sąsiedztwie krańdźwi wysoczyzny. Kopiając fosę odprowadzano wodę na zbocze. Drogi dojazdowe na zasiedlone i zagospodarowane pobrzeże Wisły stawały się z czasem głębokimi wcięciami erozyjnymi, którymi odprowadzano również wody opadowe i roztopowe do rzeki. Na zboczu istniały cegielnie i cmentarz. To wszystko było dodatkowym czynnikiem jego degradacji. Główny impuls niszczenia zbocza pochodził i pochodzi od Wisły, na skutek rozmywania jego podstawy w okresach stanów powodziowych. Charakter i zasięg przestrzenny degradacji zbocza zależy od parametrów wytrzymałościowych gruntu; im są one niższe tym nachylenie zbocza jest mniejsze, a degradacja sięga dalej w głąb wysoczyzny.

Degradacja cypli wysoczyznych

Długość Wisły w obrębie granic administracyjnych Dobrzynia wynosi 3250 m. Na pięciu odcinkach brzegu o łącznej długości 850 m utwory miocenijskie zalegają ponad obecnym zwierciadłem rzeki. Odcinki zbocza, gdzie czwartorzęd spoczywa bezpośrednio na utworach miocenijskich, mają najsłabszą stateczność z punktu widzenia warunków inżyniersko-geologicznych i hydrogeologicznych. Składa się na to przewaga utworów piaszczysto-żwirowych, a więc utworów o małym stopniu plastyczności, dużym kącie tarcia wewnętrznego i dość wysokim współczynnikiem wodoprzepuszczalności (filtracji). Szybka jest tu infiltracja i intensywny drenaż. Jeżeli dodatkowo uwzględnimy małą ilość wód podziemnych napływających z wysoczyzny (lokalne działy wód podziemnych – ryc. 2), wtedy zrozumiałe staje się nienaruszanie tych odcinków przez stare, rozległe i głębokie osuwiska. Musi nastąpić silne pocięcie zbocza przez Wisłę, aby jego równowaga uległa zachwianiu. Dlatego zachowały się tu cyple (ostrogi), wyodrębniające się tak wyraźnie w morfologii zbocza.

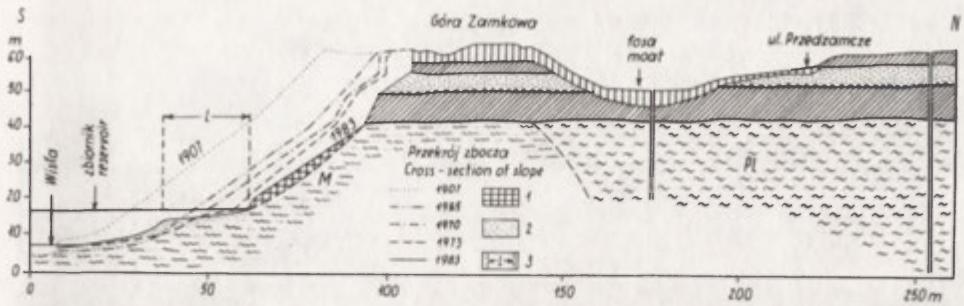
Klasycznym przykładem cypla jest Góra Zamkowa w Dobrzyniu (ryc. 4, fot. 3–4). Czwartorzęd wykształcony w postaci dwu różnych glin zwałowych przedzielonych warstwą piaszczysto-żwirową spoczywa na silnie zafalowanych, w różnych kierunkach powyginanych, warstwach miocenijskich. Szczytową partię Góry Zamkowej przykrywa czapa antropogenu o miąższości 3–4 m. Od

zwartej zabudowy miasta oddziela Górę Zamkową obniżenie o głębokości ponad 10 m. Znaczący przebieg dawnej fosy oddzielającej zamek od miasta (ryc. 3). Należy sądzić, że w czasie funkcjonowania fosy (XII–XV w.) brzeg Wisły był przesunięty na południe o minimum kilkadziesiąt metrów. Wskazują na to fakty historyczne. Przez kilka wieków istniał tu zamek i spełniał swą obronną rolę. Cypel wysoczyzny musiał więc sięgać znacznie dalej na południe od fosy niż obecnie i zajmować powierzchnię minimum kilkudziesięciu arów. W połowie XIX w. Góra Zamkowa miała wymiary 65 kroków długości i 55 kroków szerokości (Zieliński 1861). Powierzchnia jej wynosiła więc około 23 arów (licząc 1 krok = 0,8 m). W 1868 r. powierzchnia grodziska wynosiła 5 morg 90 prętów, a w 1912 r. miało ono wymiary 75 × 46 kroków (Wawrzeniecki 1913). Przytoczone wymiary są nieprecyzyjne i nie pozwalają na dokładne i pewne porównanie zmian w przebiegu czasowym. Z całą pewnością można jednak stwierdzić wyraźne „kurczenie” się Góry w ciągu ostatnich 100 lat, pomimo prób umacniania jej przez człowieka; jeszcze w 1970 r. świeże zerwy odsłoniły po północno-wschodniej stronie resztki pali drewnianych o średnicy 15 cm. Czyniono również próby umocnienia Góry u jej podstawy, od strony Wisły — poprzez budowę ostróg i opasek faszynowo-kamiennych. Zabiegi te okazywały się prawie bezskuteczne. W ciągu ostatnich 80 lat brzeg Wisły „cofnął” się tu o prawie 30 m (ryc. 4, fot. 3–4). Zbocze „cofa” się cyklicznie na całej swej wysokości. W 1969 r. było zadarnione. W listopadzie 1970 r. nastąpił duży obryw Góry. Przemieszczeniu uległo około 24 tys. m³ utworów czwartorzędowych i mioceńskich. Południowa krawędź cofnęła się o 5–7 m. Zdeponowane u podstawy zbocza koluwia weszły w strefę abrazyjnego niszczenia przez fale zbiornika. W miarę rozmywania koluwiów uruchamiały się procesy osypywania luźnego materiału ze zbocza, którego kąt nachylenia zaczął znowu wzrastać. Doprowadziło to w połowie września 1980 r. do kolejnego obrywu. Górna krawędź cofnęła się znowu o 5–8 m. Zrzucone ku bazie denudacyjnej Wisły masy gruntu (około 20 tys. m³) są obecnie rozmywane przez fale. Kąt nachylenia zbocza zaczyna znowu wzrastać; jesienią 1983 r. wynosił 43° (po obrywie 39°). Tempo rozmywania koluwiów przez fale wyraźnie spada na skutek tworzenia się płycizny przybrzeżnej, na której fale tracą swą energię. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym niszczenie, „podcinanie” podstawy zbocza jest obecność dużej ilości głazów i otoczków, stanowiących rezydualny bruk po rozmyciu i odtransportowaniu cząstek drobniejszych. Sukcesywny przyrost szerokości platformy przybrzeżnej oraz obecność głazów na abrazyjnej jej części wskazuje na stopniowy wzrost stateczności zbocza i spadek tempa degradacji w dalszej perspektywie czasowej. Szerokość platformy latem 1983 r. wynosiła tu 17 m. Niezależnie od niszczenia zbocza w makroskali (według schematu: obryw — abrazyjne rozmywanie koluwium — kolejny obryw) odbywa się ciągle niszczenie w mikroskali spowodowane wietrzeniem, odpadaniem, spłukiwaniem i wywiewaniem. Oba te procesy zachodzą równolegle. Obecnie (marzec 1984 r.) grodzisko tworzy w planie czworobok zbliżony do prostokąta, którego dłuższy bok, zgodny z kierunkiem biegu Wisły, tj. zachód–wschód, ma 44 m, a krótszy — 28 m (wschodnia strona) i 15 m (strona zachodnia). Powierzchnia obejmuje około



Ryc. 3. Mapa morfodynamiczna zbocza doliny Wisły w Dobrzyń: 1 — krawędź wysoczyzny morenowej, 2 — osuwiska stare, nieczynne, 3 — osuwiska czynne przed spiętrzeniem Wisły (do 1970 r.), 4 — osuwiska powstałe po spiętrzeniu Wisły (1970—1983), 5 — ostrychy i osypy zbocza, 6 — wcięcia erozyjne, 7 — brzeg Wisły przed spiętrzeniem (1964 r.), 8 — brzeg Wisły po spiętrzeniu (1970 r.), 9 — brzeg Wisły w 1983 r., z wysokością klifu w m, 10 — dawna fosa, 11 — zamieszczone przekroje poprzeczne zbocza, 12 — zasięg statecznych skarp (zbocza) po spiętrzeniu (według: B. Andrzejczak i inni, 1966), 13 — zasięg względnego bezpieczeństwa skarpy (zbocza) według A. Kühna, 1973: A — strefa zagrożona, B — strefa względnego bezpieczeństwa, 14 — Góra Zamkowa

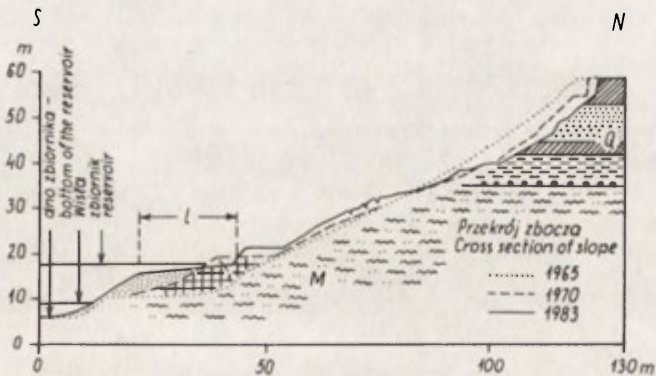
Morphodynamic map of the Vistula valley slope in Dobrzyń: 1 — edge of morainic high plain, 2 — old, inactive landslides, 3 — landslides active before the Vistula retention (by 1970), 4 — landslides formed after the Vistula retention (1970—1983), 5 — slope earth falls and scree, 6 — erosional incisions, 7 — the Vistula bank before retention (1964), 8 — the Vistula bank after retention (1970), 9 — the Vistula bank in 1983, height of cliff of in m, 10 — former fosse, 11 — inserted cross sections of the slope, 12 — range of stable escarpments (slopes) after retention (according to B. Andrzejczak et al 1966), 13 — range of relative safety of the escarpment (slope) according to A. Kühn (1973): A — danger zone, B — relative safety zone, 14 — Góra Zamkowa



Ryc. 4. Degradacja Góry Zamkowej w Dobrzyniu w XX wieku — przekrój poprzeczny nr 1. Profil z 1907 r. wyrysowano schematycznie z fot. 3, dla innych okresów na podstawie pomiarów geodezyjnych (dla 1965 r. według: B. Andrzejczak i inni, 1966): 1 — koluwia, 2 — aluwia, 3 — zasięg platformy przybrzeżnej. Inne objaśnienia patrz ryc. 2

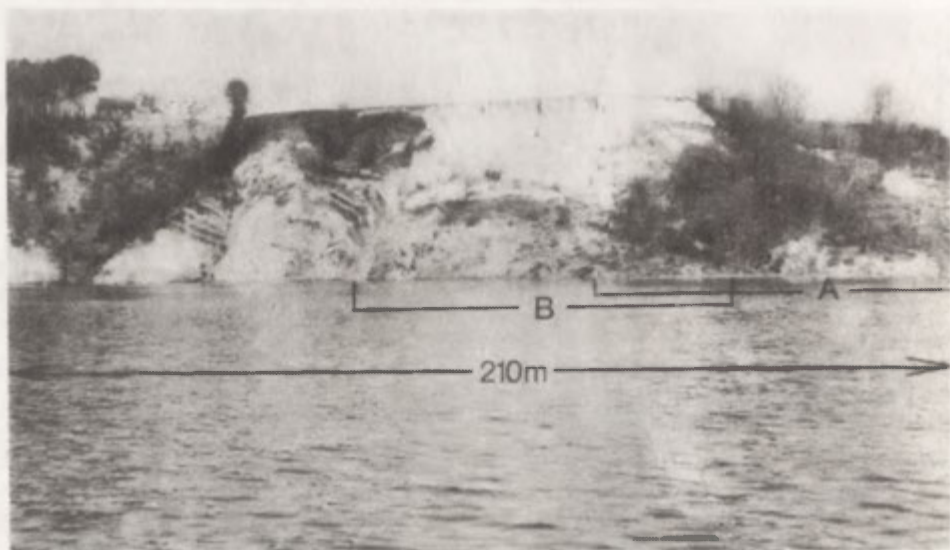
Degradation of Góra Zamkowa in Dobrzyń in the 20 th century — cross section 1. Profile from 1907 was schematically drawn from Phot. 3, for other periods — on the basis of geodetic surveys (for 1965 according to B. Andrzejczak et al 1966), 1 — colluvia, 2 — alluvia, 3 — range of the coastal platform. Other explanation see Fig. 2

8 arów. Najwyższy jest północno—wschodni fragment z betonowo-kamiennymi postumentem. Dużych zmian dokonano tu w okresie I i II wojny światowej, kiedy był tu przejściowy cmentarz oraz punkt obserwacyjno-strzelecki. W okresie badań archeologicznych (1971 —1974) przekopano antropogen wykopem z południa ku północy o szerokości 3 m. Dolne warstwy kulturowe sięgają wczesnego średniowiecza. Główny impuls degradacji Góry Zamkowej postępuje od południa, dodatkowe impulsy, nie sięgające jeszcze czapy antro-



Ryc. 5. Przekrój poprzeczny nr 2 zbocza Wisły w Dobrzyniu. Profil z 1965 r. według: B. Andrzejczak i inni, 1966. Objaśnienia jak na ryc. 2

Cross-section 2 through the Vistula slope in Dobrzyń. Section from 1965 according to B. Andrzejczak et al 1966. Explanation see Fig. 2



Fot. 5. Osypisko powstałe wiosną 1970 r. (A) i 1983 r. (B) 7 kwietnia 1984 r.
 Earth scree formed in spring 1970 (A) and in 1983 (B) 7 April 1984



Fot. 6. Osuwisko centralne i Góra Zamkowa w Dobrzyniu w 1900 r. (według: Z. Gloger. 1903).
 Porównując tę fotografię z fot. 7 należy uwzględnić podniesienie zwierciadła wody o ponad 8 m
 Central landslides and Góra Zamkowa in Dobrzyń in 1900 (according to Z. Gloger 1903).
 Confronting this photograph with Phot. 7, one should remember about the rise in water
 table by over 8 m



Fot. 7. Osuwisko centralne i Góra Zamkowa w Dobrzyniu 22 lutego 1984 r.
Central landslides and Góra Zamkowa in Dobrzyń 22 February 1984



Fot. 8. Abrazyjna część platformy przybrzeżnej zbiornika w rejonie Dobrzynia. Głazy stanowią rezyduum z rozmycia utworów czwartorzędowych. Stan wód zbiornika niski
17 sierpnia 1980

Abrasion part of the coastal platform of the reservoir near Dobrzyń. Blocks are residuum after washing out of Quaternary formations. Low water level in the reservoir
17 August 1980

pogenu, postępują od wschodu. Wcięcie erozyjne od zachodu jest zamarte, nieczynne.

Kolejny cypel, mniej wyróżniający się w zarysie krawędzi wysoczyzny, występuje około 700 m na wschód od Góry Zamkowej (ryc. 3 i 5). Wyniesione o przeszło 20 m ponad zwierciadło wód zbiornika osady miocenu przykryte są 24-metrową warstwą czwartorzędu, w profilu którego dominują utwory luźne, sypkie (piaski, żwiry, pyły). Mniejszy jest udział glin niż w Górze Zamkowej i dlatego nachylenie zbocza jest tu o 15° mniejsze. Przed spiętrzeniem wód Wisły zbocze podlegało intensywnemu niszczeniu, głównie w czasie długotrwałych wysokich stanów rzeki, kiedy to erozja boczna niszcząc podstawę stoku powodowała zachwianie jego stateczności. Tak było w 1967 r., kiedy wysokie stany Wisły trwające od marca do lipca zachwiały równowagę zbocza. Nastąpiło ścięcie warstw budujących cypel wysoczyzny i powstał próg o wysokości ponad 2 m. W okresie piętrzenia Wisły zbocze podlegało dalszym odkształceniom, co uzewnętrzniało się powstaniem szczelin i spękań w całym profilu. Do końca kwietnia 1970 r. nastąpiła generalna zmiana charakteru powierzchni. Zdeponowane w zbiorniku utwory uległy silnemu wymieszaniu. Drzewa i krzewy zostały pochylone i spiętrzone w dolnej części stoku, niektóre uległy rozerwaniu, co wskazuje na różną prędkość przemieszczania się mas. Powstała trapezoidalna forma, wysunięta w zbiornik, o powierzchni 0,87 ha. Średni kąt nachylenia wynosił 28°, długość 95 m, a szerokość u czoła 130 m. Przemieszczeniu uległo 10–15 tys. m³ gruntu (ryc. 5). Największe zmiany koluwiów zachodziły w półroczu zimowym, bezpośrednio po powstaniu formy. Przemieszczenia w półroczu zimowym przewyższały 5–7 razy odkształcenia półrocza letniego. W II połowie lat siedemdziesiątych intensywność zmian malała. Mimo systematycznego „dopływu” koluwiów z wyższych partii zbocza brzeg podlegał wyrównaniu, długość stoku malała, a jego nachylenie rosło. Wiosną 1982 r., po okresie pirotechnicznej walki z zatorem lodowym na zbiorniku, pojawiły się tu i w sąsiedztwie liczne szczeliny. W marcu 1983 r. nastąpiło nagłe zachwianie równowagi zachodniej części osypiska z sąsiadującym od zachodu odcinkiem zbocza, dotąd stabilnym. Przemieszczeniu uległo ponad 10 tys. m³ gruntu (fot. 5). Linia brzegowa uległa przesunięciu o 12 m. Powstały jęzor z sypkich koluwiów serii burowęglowej podlegał intensywnej abrazji. Wbite u podstawy klifu na głębokość 2 m rury ulegały ciągłemu wypychaniu w stronę zbiornika. Największy ruch wykazywały warstwy powierzchniowe, na co wskazywało odchylenie się rur „od stoku”. Mimo ciągłego ruchu formy ku zbiornikowi czoło jej cofnęło się w ciągu 10 miesięcy o prawie 7 m. Z czasem tempo odkształceń zbocza i rozmywania klifu malało. Degradacja pozostałych odcinków cypli wysoczyznowych następowała w mniejszej skali, bez naruszania krawędzi wysoczyzny.

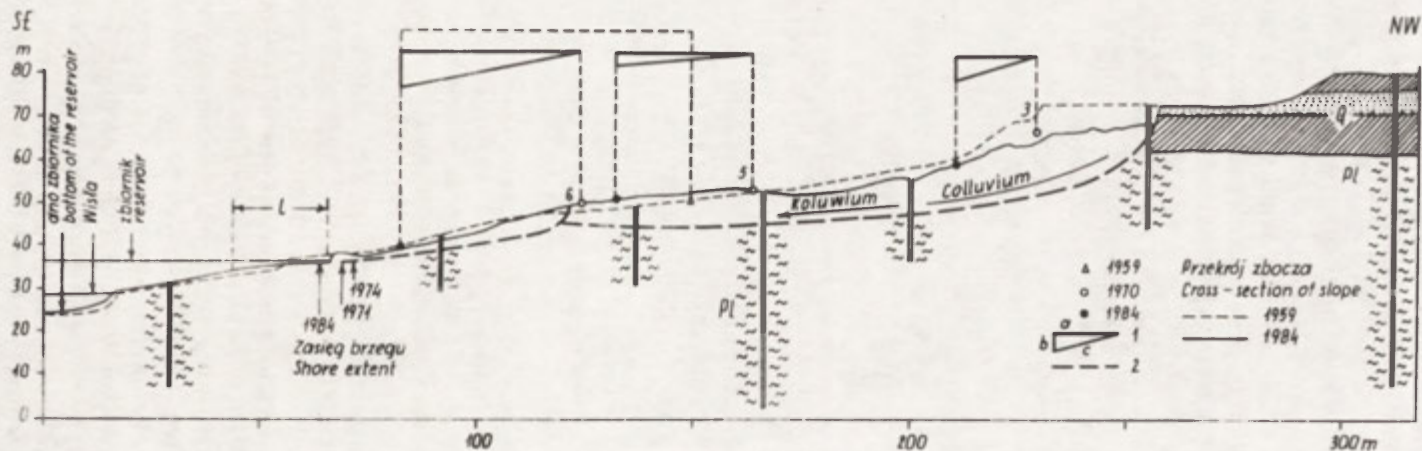
Degradacja nisz

W strefach zejścia stropowych partii utworów miocénskich poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły, gdzie udział utworów ilastych pliocénskich w profilu zbocza jest znaczny, a miejscami nawet dominujący, występują osuwiska

stale lub okresowo czynne. Są to przeważnie zsuwy i spływy oraz złaziska. Ze względu na utrudniony drenaż udział wód w rozwoju osuwisk jest duży, dlatego inny jest rodzaj ruchu masy koluwalnej od wyżej omówionych przykładów. Dynamika form w przebiegu rocznym zależy od ilości wód dostających się na zbocze; jeżeli udział wód podziemnych jest znaczny, wtedy występują osuwiska stale czynne. Prawie w każdej rozległej i dość głęboko wciętej w wysoczyznę morenową niszy występują takie formy. Przestrzenne rozmieszczenie i rozwój form osuwiskowych w obrębie niszy (synkliny miocerskiej) zależy od wykształcenia litologicznego i intensywności zaburzeń osadów pliocenijskich. Wpływ nadkładu czwartorzędowego odbija się jedynie na rozczaju ruchu masy koluwalnej, a nie na przestrzennym rozwoju formy. Fragmenty zbocza z przewagą piasków, pyłów i ławic syderytycznych w grzbiecaci fałdów są najodporniejsze na ruchy grawitacyjne. Każde wyniesienie na zboczu nie objęte obecnie osuwiskami wskazuje na grzbiet fałdu.

Największe w Dobrzyniu osuwisko o powierzchni 1,9 ha rozwija się na wschód od Góry Zamkowej (ryc. 3 i 6, fot. 6—7). Jest to zsuw ze ścicia, w którym biorą udział utwory czwartorzędowe i pliocenijskie. Ściany niszy są strome (60—80°) i wysokie (2—5 m), zbudowane z antropogenu, piasków międzyglinowych i gliny dolnej. Czołem osuwisko wkracza do Wisły tworząc, mimo ciągłego rozmywania przez fale, lekką wypukłość. W zarysie posiada szereg drobniejszych, bliźniaczych form, z których nie wszystkie są stale czynne i znajdują się poza głównym nurtem przemieszczających się mas. Powierzchnia jest nierówna, spękana, z wieloma zagłębieniami i wyniesieniami. W środkowej części ciągnie się podłużny wał, ograniczony z obu stron podłużnymi zagłębieniami. W dolnej części wał „łamie się” występuje szereg tarasowatych uskoków (zerw) o wysokości do 0,7 m. Osuwisko rozwija się w kierunku północno-zachodnim. Od 1959 do 1983 r. górna krawędź niszy cofnęła się o 30 m. Rozwój jej odbywa się stopniowo — od powstania szczeliny poprzez uskok do włączenia się ściętego gruntu w nurt masy koluwalnej. Osuwisko ma 200 m długości. Szerokość głównej niszy wynosi 80 m, jezora (czoła) — 60 m, a w środkowej, przewężonej części — 56 m. Kubatura koluwiów wynosi około 160 tys. m³ przy 10-metrowej głębokości odklucia w centralnej części, nachylenie powierzchni 13°.

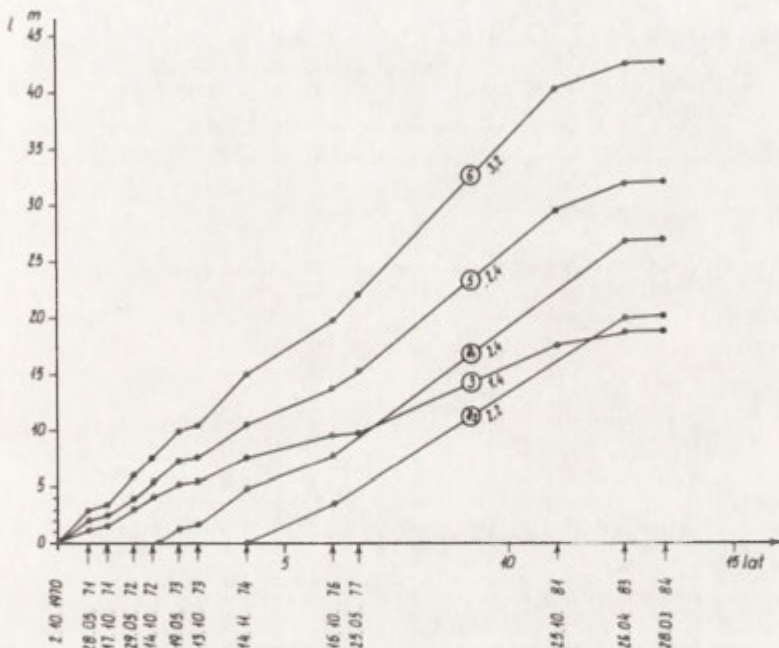
Badania dynamiki tego najbardziej zagrażającego miastu osuwiska rozpoczęto jesienią 1970 r., bezpośrednio po zakończeniu piętrzenia Wisły. Położenie punktów pomiarowych określano każdorazowo według współrzędnych geodezyjnych metodą wcięć za pomocą teodolitu Theo 030. Wyniki pomiarów za okres 4 lat (1970—1974) zamieszczono w opracowaniu wcześniejszym (Banach 1977). Stwierdzono wyraźny wzrost prędkości osuwiska w miarę oddalania się od krawędzi niszy, tzn. w miarę wypływania się koluwiów. W okresie pierwszych czterech lat masy koluwalne w górnej części (p. 3) przemieszczały się ku bazie erozyjno-denudacyjnej Wisły ze średnią prędkością 1,8, w środkowej (p. 5) — 2,5 m, w dolnej (p. 6) — 3,6 m rocznie. Nie stwierdzono zdecydowanego zróżnicowania prędkości w przekroju poprzecznym. Tempo ruchu w przebiegu rocznym nie jest jednakowe — przesunięcia za półrocze zimowe (XI—IV) są 3—6 razy większe od przesunięć półrocza letniego. Tak zna-



Ryc. 6. Przekrój poprzeczny nr 3 zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu oraz sumaryczne wartości przemieszczeń (naniesionych w podziałce przekroju) wybranych punktów pomiarowych za okres 13,5 lat po spiętrzeniu Wisły: 1 – przemieszczenia punktów: a – poziome, b – pionowe, c – rzeczywiste (po powierzchni topograficznej), 2 – powierzchnia odłączenia. Inne objaśnienia patrz ryc. 2

Cross section 3 through the Vistula slope in Dobrzyń and total values of shifts (included in the section's scale) of selected surveying points for the period of 13.5 years after the Vistula retention: 1 – shifts of points: a – horizontal, b – vertical, c – actual (on the topographic surface), 2 – breached area. Other explanations see Fig. 2

czne różnice tempa odkształceń wynikają z różnego stopnia uwodnienia koluwiów w poszczególnych okresach. W półroczu zimowym brak wegetacji i dlatego prawie żadne jest zużycie wody na transpirację roślin. Niskie temperatury powodują małą prężność pary wodnej i dlatego bezpośrednie parowanie z powierzchni osuwiska jest również małe. Woda dostająca się na zbocze za pośrednictwem opadów, spływów powierzchniowych oraz jako zasilanie podziemne nie wyparowuje do atmosfery, a zwiększa uwilgotnienie gruntu.



Ryc. 7. Sumaryczne wartości przemieszczeń poziomych (I) wybranych punktów pomiarowych na osuwisku centralnym w Dobrzyniu w okresie od 2 X 1970 do 28 III 1984 r. Obok numeru punktu podano średnią roczną jego prędkość w m za cały okres pomiarowy

Total values of horizontal shifts (I) of selected surveying points on the central landslides in Dobrzyń from 2 October 1970 through 28 March 1984. The point's mean annual rate in m given for the entire surveying period next to the point number

Wzrost uwilgotnienia różnej litologicznie masy koluwalnej powoduje wzrost jej ciężaru, zmniejszenie spójności i kąta tarcia wewnętrznego. Na skutek zmniejszenia parametrów wytrzymałościowych koluwia ulegają zwiększonym odkształceniom. Podobna sytuacja może zaistnieć również w półroczu letnim przy wysokich, długotrwałych opadach deszczu. Stwierdza się dość ścisłą zależność rytmu zmian rocznych koluwiów od warunków opadowych. Wyższym rocznym sumom opadów odpowiada większa ruchliwość osuwiska (tab. I i ryc. 7). Na fakt ten zwracano uwagę od dawna, brak jednak dotąd wiarygodnych uogólnień tej zależności. Wynika to zapewne z losowego charakteru procesu osuwiskowego (jako skutku), jak również opadu (jako przyczy-

Tabela 1

Półroczne i roczne sumy opadów dla lat hydrologicznych okresu pomiarowego osuwiska w Dobrzyniu

| Okres- Spell | Rok- Year | 1969-- 1970 | 1970-- 1971 | 1971-- 1972 | 1972-- 1973 | 1973-- 1974 | 1974-- 1975 | 1975-- 1976 | 1976-- 1977 | 1977-- 1978 | 1978-- 1979 | 1979-- 1980 | 1980-- 1981 | 1981-- 1982 | 1982-- 1983 |
|--|--------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | | * | * | * | * | * | * | * | * | ** | ** | ** | ** | ** | ** |
| XI—IV | | 186 | 257 | 135 | 192 | 143 | 156 | 105 | 212 | 132 | 164 | 189 | 177 | 203 | 209 |
| V—X | | 324 | 368 | 351 | 311 | 372 | 258 | 269 | 372 | 368 | 286 | 441 | 331 | 201 | 226 |
| Rok hydrologiczny --- Year hydrological | | 510 | 625 | 486 | 503 | 515 | 414 | 374 | 584 | 500 | 450 | 630 | 508 | 404 | 435 |

* Stacja opadowa Dobrzyń n/Wisłą

** Stacja opadowa Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Dobiegniewie

ny). Podkreślano to wielokrotnie (Terzaghi 1950, Varnes 1958, 1978, Sysak 1961, Zaruba i Mencl 1969). Wypracowany przez J. Sysaka (1961) wzór określający zależność tempa odkształceń zbocza osuwiskowego od natężenia opadów atmosferycznych może mieć zastosowanie tylko do konkretnego osuwiska w Płocku. Dla zbocza w Dobrzyniu wzór ten jest nieprzydatny, gdyż brak tu wstrząsów powodowanych przejazdami pociągów.

Wpływ zbiornika na procesy geodynamiczne

Powszechne i uzasadnione jest pytanie o wpływ zbiornika na procesy osuwiskowe. Należy stwierdzić, iż jest on (do chwili obecnej) niekorzystny, tj. przyspieszający ich rozwój. Dzieje się tak na skutek:

1. Zalania dolnej części zbocza, która uprzednio oddziaływała stabilizująco na górną jego część. Pogorszyły się parametry wytrzymałościowe gruntu wzdłuż nowej linii brzegowej poprzez zwiększenie jego uwodnienia. Zmalała szerokość zbocza a wzrosło jego nachylenie. Ten ostatni parametr jest bardzo istotny w rozważaniach nad statecznością zboczy; im większe nachylenie tym większe prawdopodobieństwo osunięcia się.
2. Uruchomienia nowego, agresywnego czynnika niszczącego brzegi jakim jest falowanie rozległego i odkrytego akwenu. Czynnikiem ten działa w okresach wietrznej pogody, kiedy zbiornik nie jest zlodzony. Zastąpił on erozję boczną rzeki.
3. Pojawienia się prądów przybrzeżnych wody, które transportują rozmyte przez fale przybojową osady wzdłuż brzegu, sortują i osadzają na większych głębokościach. Wielkość i kierunek tego czynnika zależy od parametrów fali.
4. Wydłużenia okresu intensywnego niszczenia brzegów, które przed spiętrzeniem odbywało się w czasie powodzi i było krótkotrwałe. Obecnie intensywne niszczenie odbywa się przy wietrznej pogodzie w całym okresie nawigacji (bez lodu), tj. przez 9--10 miesięcy w roku.
5. Pirotechnicznej walki z zatorami lodowymi, które tworzą się teraz częściej niż w warunkach swobodnego odpływu rzeki. Odpalenie ładunków wybuchowych wywołuje wstrząsy, które osłabiają stateczność zbocza. Rola tego czynnika jest nieznaczna, gdyż działa on sporadycznie na tym odcinku zbiornika.

Oprócz wyżej wymienionych przejawów negatywnego wpływu spiętrzonych wód Wisły na stateczność zbocza wystąpiły również przejawy korzystne, a mianowicie:

1. Wyeliminowanie erozji wgłębnej rzeki na skutek wielokrotnego spadku szybkości płynięcia wód.
2. Prawie trzykrotny spadek amplitudy wahań wód Wisły.
3. Ponad dwukrotny w strefie zbocza spadek nachylenia zwierciadła wód podziemnych hydraulicznie związanych z Wisłą.
4. Prawie siedmiokrotne zmniejszenie amplitudy wahań wód podziemnych w przebiegu rocznym. Zmniejszenie spadku wód podziemnych oraz amplitudy ich wahań nastąpiło na skutek zmniejszenia wahań wód zbiornika. To

w znacznym stopniu wyeliminowało negatywne oddziaływanie ciśnienia spływowego wód podziemnych na osuwanie się zbrocza.

5. Tworzenie się platformy (płycizny) przybrzeżnej, która w przyszłości skutecznie zastąpi zalane podnóże zbrocza i będzie spełniała rolę stabilizującą. Na niej fale wytracają swą energię i przybój ich nie będzie stale osiągał podstawy klifu brzegowego, jedynie w czasie wyjątkowo wietrznej pogody i przy wysokich stanach zbiornika. Proces ten zachodzić będzie okresowo podobnie jak okresowo występowały stany powodziowe Wisły. Po pierwszych 3–4 latach istnienia zbiornika platforma była stroma i wąska (szerokość jej nie przekraczała kilku metrów). Obecnie, po 13 latach, ma szerokość 17–22 m i jest bardziej połoga. Nachylenie jej jest zbliżone do nachylenia zalanego podnóża zbrocza (4–6). Szerokość platformy przybrzeżnej wzrasta w dalszym ciągu (fot. 8).

Uogólniając należy stwierdzić, że w ostatecznym bilansie powstanie zbiornika było impulsem zachwiania istniejącej równowagi dynamicznej zbrocza w rejonie Dobrzynia. Uwidocznili się to poprzez:

1. intensywne rozmywanie brzegu przez fale,
2. powstanie nowych osuwisk,
3. wzmoczenie aktywności istniejących osuwisk,
4. wkroczenie osuwisk w obszar wysoczyzny.

Nastąpiła zmiana charakteru procesów brzegowych; erozja Wisły zastąpiona została abrazją fal. Czynniki ten okazał się wielokrotnie silniejszy. W drugiej połowie lat siedemdziesiątych agresywność jego sukcesywnie malała na skutek przyrostu, tj. poszerzania się platformy przybrzeżnej. Przemawia za tym wkroczenie czoła osuwiska do zbiornika: w okresie 1971–1983 o 5–13 m (ryc. 3 i 6). Na kilku odcinkach klify stały się martwe w wyniku akumulacji osadów w strefie szerokości 5–10 m. Z początkiem lat osiemdziesiątych wyraźnie spadło tempo przemieszczania się koluwiów (ryc. 7). Przyczyna spadku aktywności procesu geodynamicznego tkwi nie tylko w mniejszej aktywności hydrodynamicznej rzeki, lecz również w mniejszych sumach opadów atmosferycznych w ostatnich dwóch latach (por. ryc. 7 i tab. 1).

Powierzchnia zbrocza w granicach administracyjnych miasta Dobrzynia zmniejszyła się od 1970 r. o 1,6 ha i wynosi obecnie 46,9 ha. Brzeg Wisły „cofnął” się średnio na całym odcinku dobrzyńskim (3,25 km) o 5 m. Powierzchnia osuwisk czynnych wzrosła o 3,7 ha tj. o 28,7% — zajmują one obecnie 16,5 ha, co stanowi 35,1% powierzchni zbrocza (zaliczono tu wszystkie formy procesów geodynamicznych tj. osuwiska właściwe czy zsuwy, obrywy i osypy, złaziska oraz zerwy). Fragmenty zbrocza ukształtowane przez osuwiska obecnie nieczynne zajmują 55,5%. Tylko 9,4% powierzchni zbrocza nie podlegało i nie podlega ruchom masowym.

Podsumowanie

1. Osuwanie się zbrocza Wisły w Dobrzyniu jest procesem naturalnym, niezależnym od człowieka.
2. Spiętrzenie Wisły i powstanie zbiornika zintensyfikowało ten proces na

- okres co najmniej kilkunastu lat. Potem natężenie procesu powinno stopniowo spadać do skali poniżej aktywności przed spiętrzeniem. Proces ten jednak nie wygaśnie. Degradacja zbocza wpisana jest w naturę szeroko pojętej budowy geologicznej tego obszaru, który leży w strefie brzeżnej Antyklinorium Pomorsko-Kujawskiego (ryc. 1). Jednokierunkowa „agresywność” Wisły przejawia się na wielu innych odcinkach.
3. Tempo rozwoju procesów zarówno brzegowych jak i stokowych jest zmienne w czasie i przestrzeni. Należy podkreślić, że ich rozwój uzależniony jest z jednej strony od dynamiki zbiornika, która jest bezpośrednią przyczyną degradacji, z drugiej zaś od budowy geologicznej i stosunków wodnych panujących na zboczu. Dynamika zarówno zbiornika jak i zbocza jest modyfikowana czynnikami meteorologicznymi (opadami i wiatrem). Nagły spadek tempa ruchu koluwiów od początku lat osiemdziesiątych nie świadczy jeszcze o stałości tendencji wygasania aktywności zbiornika.
 4. Niewłaściwa gospodarcza działalność człowieka na zboczu i w jego bliskim sąsiedztwie (odprowadzenie wód, obciążenia i wstrząsy) jest dodatkowym czynnikiem przyspieszającym jego osuwanie się, jest to jednak czynnik drugorzędny.
 5. Wskazana jest kontynuacja zaleceń praktycznych dotyczących ochrony zbocza osuwiskowego w Dobrzyniu, wysuniętych przez A. Kühna (1973).

LITERATURA

- Andrzejeszczak B., Kosmowska K., Łempicka M. 1966. *Stateczność skarpy prawego brzegu Wisły w Dobrzyniu*, Arch. PGIBW „Hydrogeo”, Warszawa.
- Banach M. 1973. *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny między Plockiem a Włocławkiem*, Przegl. Geogr., 45, 2.
- Banach M. 1977. *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geogr. IG PAN, 124.
- Banach M. 1981. *Budowa geologiczna a zmiany prawego brzegu zbiornika włocławskiego (w:) Stateczność skarpy wiślanej i metody jej zabezpieczania na przykładzie Plocka i Dobrzynia*, Materiały konferencyjne, Plock, 24--25 września 1981.
- Banach M. 1983. *Zmiany brzegów zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku (w:) Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN Warszawa--Łódź.
- Fąferek B., Niewiarowska U., Szyprowski Z. 1955. *Charakterystyka procesów zbroczowych prawego brzegu Wisły na odcinku od Włocławka do Plocka -- uzupełnienie orzeczenia wstępnego*, Arch. PGIBW „Hydrogeo”, Warszawa.
- Gelinek K. 1929. *Osuwiska nad Wisłą. Przyczynek do fizjografii wysokich brzegów nadwiślańskich (w:) Pamiętnik II Zjazdu Geografów i Etnografów Słowiańskich w Polsce w 1927 r.* t. 1, Kraków.
- Głazik R. 1978. *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2--3.
- Gloger Z. 1903. *Dolinami rzek*, Warszawa.
- Kühn A. 1973. *Stacjonarne badania osuwisk na skarpie w Dobrzyniu nad Wisłą*, Arch. Dokum. Źródł. Inst. Geol., Warszawa.

- Lewiński J. 1924. *Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem*, Spraw. PIG, t. 2. 3—4.
- Meissner K. 1967. *Własności inżyniersko-geologiczne ilów poznańskich rejonu Konina*, Biuletyn IG, 231.
- Sysak I., 1961. *Próba wyznaczenia zależności między prędkością osuwiska a natężeniem opadów atmosferycznych*, Polit. Warsz.
- Subotowicz W. 1980. *Geodynamika brzegów klifowych regionu gdańskiego. Peribalticum — problemy badawcze obszaru bałtyckiego*, t. 1. Gdańsk.
- Terzaghi K. 1950. *Mechanism of landslides* (w:) *Application of geology to engineering practice*, Paige S. (red.). Geological Society of America. Berkeley Vol.
- Varnes D. 1958. *Landslide types and processes* (w:) *Landslides and engineering practice*, Eckel E. B. (red.), HRB. Special Rept., 29. Washington.
- Varnes D. 1981, *Dwiżenija sklonow, typy i procesy* (w:) *Opoolzni — issledowanie i ukreplenije*, Izd. Mir. Moskwa (tłum. z ang.).
- Wawrzeniecki M. 1913. *Ślady kultury i osadnictwa przedhistorycznego Ziemi Kujawskiej*. Pam. Fizjogr., 21.
- Wysokiński L. 1967, *Wpływ spekań w glinach zwalowych na stateczność skarpy wiślanej w Plocku na tle analizy aktualnych powierzchniowych ruchów masowych*, Biul. Geol. UW. 9.
- Zaruba Q., Mencl V. 1969, *Landslides and their control*. Elsevier, New York —Prague. 205.
- Zieliński L. 1861, *O Ziemi Dobrzyńskiej*, Biblioteka Warszawska, 3.

МЕЧИСЛАВ БАНАХ

ГЕОДИНАМИКА СКЛОНА ДОЛИНЫ ВИСЛЫ В Г. ДОБЖИНЫ

Под понятием „геодинамика” подразумеваю динамику форм массовых (оползневых) движений на склоне. Понятие „оползневые формы и процессы” применяю в порядке обмена с понятием „геодинамические формы и процессы”. Они являлись и являются доминирующим экзогенным фактором, делом которого является настоящая морфологическая картина склона. Другие экзогенные процессы играют здесь второстепенную роль.

Исследуемый участок склона это фрагмент самой большой, сплочённой оползневой территории на Польской Низменности (рис. 1). С точки зрения геологии она сильно дифференцирована. Выше отметки зеркала воды Вислы залегают четвертичные и неогеновые отложения. Неоген характеризуется большой изменчивостью в горизонтальном и вертикальном профиле. Для миоцена характерна формация бурного угля, которая главным образом песчаная. Плиоцен сформирован в виде ила. Серия неогеновых отложений сильно нарушена. Плиоценовые илы играют выравнивающую роль в формировании поверхности миоцена, выполняя в основном его понижения (рис. 2). Комплекс илов проявляет брекчиевую текстуру. Здесь видна развитая система трещин и их образования, которая является дорогой для движения вод, проникающих из лежащих выше четвертичных отложений. Четвертичный период сформировался в виде двух валунных глин, разделенных песчано-гравийной серией. В некоторых местах нижняя глина подослана застойными отложениями. Общая мощность четвертичного периода составляет 15—30 м.

Склон сформирован характеристически — изломанный глубокими и широкими нишами

с крутыми стенами и перерывным дном. Ниши отделены сохранными партиями высокого берега в виде узких выступов (полузапрудов), которые обрывистой стеной опускаются, обычно, в Вислу. Ниши подражают обнижению в миоценовых отложениях и являются зоной интенсивного развития геодинамических процессов типа оползней, сплывов и ползания грунта. Зато высокие части берега в виде выступов подражают возвышенности миоцена, где массовые движения развиваются циклически в виде обвалов и осыпи (рис. 2, фот. 2). Вышеуказанная переменчивость морфологической картины склона обусловлена переменчивостью параметров сопряжения грунта деградации.

Динамика оползней была исследована геодезично по методу повторяемых тахеометрических измерений, а также поперечных профилей. Измерения начались после подпора реки в 1970 г, окончились в 1984 г. Результаты были указаны в рис. 3—7. Участки высоких (30—45 м) и крутых (30—45°) берегов разрушались циклически, через 10—13-летние промежутки времени, по следующей схеме: обвал — абразионное размывание коллювиев — очередной обвал. Однократно подвергает перемещению 10—25 тыс. м³ грунта. За последние 80 лет Гура Замкова „отступила” на почти 30 м (рис. 4, фот. 3—4). В пределах обширных ниш развиваются постоянно активные оползни площадью в 2—3 га. Мощност коллювиев достигает 10 м. Обнаружен значительный рост скорости оползней по мере отдаления от края ниши, т.е. по мере того, как коллювия становятся всё более мелкими. В течение первых четырёх годов (1970—1974) оползень в верхней части (пункт 3) перемещался к эрозионно-денудационной базе Вислы со средней годовой скоростью 1,8 м, в центральной части (пункт 5) — 2,5 м, в нижней (пункт 6) — 3,6 м (рис. 3, 6 и 7). Не обнаружено преобладающей разницы в скорости в поперечном разрезе. Отмечено относительно тесную зависимость между ритмом годовых изменений и осадками; высшим суммам годовых осадков отвечает большая подвижность оползней (таб. 1, рис. 7). Темпо движения в течение года не является одинаковым. Перемещения за зимнее полугодие (XI—IV) в 3—6 раз больше, чем перемещения летнего полугодия. Разницы темпа преобразований вытекают из разниц гидратации коллювиев в отдельных периодах.

Образование водохранилища было импульсом к нарушению существующего динамического равновесия склона вблизи г. Добжинь. Это стало заметным через: а) интенсивное размывание берега волнами, б) возникновение новых оползней, в) усиление активности существующих форм, г) вторжение оползней в район возвышенностей. Изменились береговые процессы; эрозия Вислы была заменена образией волн. Этот фактор оказался во много раз сильнее. Во второй половине семидесятых годов он становился всё менее агрессивным вследствие прироста, т.е. расширения рибрежной платформы. В начале восьмидесятых годов заметно уменьшилось темпо движения оползней. Причина этого явления заключается не только в уменьшении активности водохранилища, но также в меньших годовых суммах атмосферных осадков (рис. 7, таб. 1).

В административных границах г. Добжинь берег „отступил” в среднем на 5 м. Площадь оползней увеличилась на 29%. Они находятся на 16,5 га, что составляет 35% площади склона. Оползание склона является естественным процессом и не зависит от человека. Подпор Вислы и возникновение водохранилища интенсифицировало этот процесс на несколько лет. Деградация склона вписана в характер широко понимаемого геологического строения этого района, который лежит в береговой зоне Поморско-Куявского Антиклинария (рис. 1). Темпо развития береговых и склоновых процессов изменяется во времени и пространстве. Внезапное уменьшение темпа движения коллювиев с начала восьмидесятых годов ещё не свидетельствует о неизменности тенденции угасания активности водохранилища. Неправильная хозяйственная деятельность человека на склоне и в его соседстве является добавочным второстепенным фактором ускоряющим его оползание.

MIECZYŚLAW BANACH

GEODYNAMICS OF THE VISTULA VALLEY SLOPE IN DOBRZYŃ

The author understands the notion „geodynamics” as the dynamics of forms of mass (landsliding) movements on the slope. The term „landsliding forms and processes” is used interchangeably with the term „geodynamic forms and processes”. They used to be, and are, the leading exogenetic factor which resulted in the current morphological image of the slope. Other exogenetic processes are of secondary significance in this respect.

The investigated section of the slope is a part of the biggest, compact landsliding area on the Polish Lowland (Fig. 1). It is strongly differentiated geologically. Quaternary and Neogenic formations occur above the altitude of water table. The Neogene is characterized by great variability in the horizontal and vertical section. The Miocene is represented by the brown coal formation which is mostly sandy. The Pliocene is formed in the form of clay. The series of Neogenic formations is strongly disturbed. Pliocene clays play a levelling role in the Miocene relief, mostly filling its depressions (Fig. 2). The clay complex shows a brecciated texture characterized by a developed system of crevices, cleavages, and slacks which is the passage for water infiltrating from upper Quaternary formations. The Quaternary occurs in the form of two boulder clays divided by a series of sand and gravels. At some places, the lower clay is underlaid by glacial lacustrine formations. The total thickness of the Quaternary is 15–30 m.

The slope is characteristically formed; it is rugged with deep and wide recesses with steep walls and uneven bottom. Recesses are separated from one another by preserved parts of a high bank in the form of large cusps (groynes) whose steep wall usually slopes to the Vistula river. Recesses follow a synclinal depression in the Miocene formations' top and constitute a zone of intensive development of such geodynamic processes as slumps, earthflows and earth creeps. High parts of the bank in the form of cusps, in turn, follow the Miocene elevations where mass movements develop cyclically in the form of earth falls and earth screes (Fig. 2, Phot. 2). This alternation of morphological representation of the slope depends on the alternation of parameters of ground resistance to degradation.

The dynamics of landslides was geodetically surveyed by means of a method of repeated tachymetric surveys and cross section surveys. The survey started after the river had been ponded in 1970 and ended in 1984. The results are shown in Figs 3–7. Sections of high (30–45 m) and steep (30–35°) banks are cyclically destroyed at 10–13 year-intervals, according to the pattern: earth fall-abrasive wash-out of colluvia-another earth fall. 10,000–25,000 cubic metres of ground are shifted at a time. Over the past 80 years Góra Zamkowa „moved back” by nearly 30 m (Fig. 4, Photos 3–4). Permanently active landslides (slumps) of an area of 2–3 ha develop within vast recesses. The thickness of colluvia reaches 10 m. A distinct increase in the rate of landslides was recorded as the distance from the recess's edge increased, i. e. as the colluvia shallowed. Over the first four years (1970–1974) a landslides in the upper part (Point 3) moved towards denudation-erosive base of the Vistula river at an average annual rate of 1.8 m, in the middle part (Point 5) at 2.5 m, and in the lower part (Point 6) at 3.6 m (Figs 3, 6 and 7). No decisive differences in rate were recorded in the cross section. A fairly close dependence is recorded between the rhythm of annual changes and precipitation conditions; higher mobility of landslides corresponds to higher annual sums of precipitation (Table 1, Fig. 7). The movement rate during the year is not identical. Shifts in the winter half-year (November through April) are three to six times greater than those in the summer half-year. The differences in landform deformations rate stem from differences in colluvia hydration at different periods.

The formation of the reservoir provided an impulse for shaking the dynamic equilibrium

of the slope near Dobrzyń. This was reflected through: a) intensive washing out of the bank by waves, b) formation of new landslides, c) increase in the activity of the existing forms, d) landslids' entrance into the area of high plain. Coastal processes changed; the Vistula erosion was replaced with wave abrasion. The latter factor proved to be several times stronger. In the second half of the 1970's its aggressiveness was gradually decreasing as a result of the growth, i. e. extention of the coastal platform. In the early 1980's the rate of landslides movements clearly declined. The reason for that phenomenon is not only in the less intensive activity of the reservoir, but also in lower annual sums of precipitation (Fig. 7, Table 1).

Within the administrative borders of the town of Dobrzyń the bank „went back” by 5 m on the average. The area of landslides increased by 29 per cent. Landslides cover 16.5 ha, which accounts for 35 per cent of the slope's area. The sliding of the slope is a natural process not dependent on human activity. The ponding of the Vistula river and the formation of the reservoir intensified that process for at least a dozen or so years. The slope degradation is inherent in the nature of the broadly-understood geological structure of that area which is situated in the marginal zone of the Pomeranian-Kuyawy Anticlinorium (Fig. 1). The development rate of coastal and slope processes differs in time and space. A sudden decrease in the rate of colluvia movements since the beginning of the 1980's does not testify to the permanent character of the reservoir's activity's tendency to die out. The wrong human economic activity on the slope and in its immediate vicinity is an additional factor which speeds up its slide, though one of secondary importance.

Translated by *Aneta Dylewska*

EDWARD WIŚNIEWSKI

Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem w świetle datowań metodą radiowęglową

Age of the Vistula flood plain between Wyszogród and Plock in the light of radiocarbon datings

Zarys treści. Z rezultatów pięciu datowań metodą radiowęglową osadów organicznych wypełniających starorzecza na terasie nadzalewowej i zalewowej doliny Wisły między Wyszogrodem a Płockiem wynika, że Wisła dzisiejszy poziom swego płynięcia osiągnęła prawdopodobnie już pod koniec późnego glaciału, a w holocenie, w wyniku erozji bocznej, poszerzyła jedynie dno doliny.

Fragment doliny Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem ma długość około 40 km, a szerokość 8—9 km (ryc. 1). Łączy on dwa rozszerzenia tej doliny zwane Kotliną Warszawską i Kotliną Płocką. Podczas maksymalnego zasięgu zlodowacenia Vistulian pod lądolodem znalazła się cała Kotlina Płocka, a więc znaczna część rozpatrywanego obszaru. Lądolód zablokował bieg Wisły na północ, w wyniku czego utworzyło się zastoisko dolinne, którego zasięg w górę doliny w kierunku Warszawy, jak również jego poziom, nie jest dotąd dokładnie znany.

W dolinie Wisły zawsze istniały dogodne warunki do tworzenia się zastoisk w okresach poszczególnych zlodowaceń. Problemy związane z tworzeniem się zastoisk i odkładaniem się w nich osadów poruszane były przez wielu geologów i geomorfologów. Według S. Z. Różyckiego (1967) w rejonie Warszawy istniało rozległe zastoisko podczas recesji lądolodu środkowopolskiego, a ściślej w stadium Wkry. Z tego okresu miały pochodzić ility zastoiskowe budujące w Kotlinie Warszawskiej terasę błońską, a w rozpatrywanym odcinku dolinnym jej odpowiednik, terasę iłowską.

Przeprowadzone w ostatnich latach badania w okolicach Warszawy przez W. Karaszewskiego (1974) i Z. Sarnacką (1982) wniosły nowy pogląd na wiek iłów zastoiska warszawskiego. Ponieważ pod iłami odkryto występowanie organicznych osadów z interglaciału eemskiego, ich depozycja musiała nastąpić w wyniku zablokowania biegu Wisły na północ podczas zlodowacenia Vistulian.

Jednym z frapujących problemów geomorfologicznych jest mechanizm zaniku zastoiska dolinnego — przyczyna, sposób oraz tempo jego spłynięcia. W tym miejscu zagadnienie przyczyny i sposobu spłynięcia jeziora zaporowego po wycofaniu się lądolodu vistuliańskiego z obszaru Kotliny Płockiej na północ nie będzie przedmiotem rozważań, bowiem badania tego zagadnienia nie zostały jeszcze ukończone. Można natomiast podjąć próbę ustalenia czasu wcięcia się Wisły między Wyszogrodem a Płockiem do poziomu dzisiejszego po odblokowaniu zastoiska, opierając się na datowaniach metodą radiowęglową osadów organicznych najniższych teras dolinnych.

W dolinie Wisły między Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką występuje pięć poziomów i teras o następujących wysokościach:

(1) poziom 82—83 m npm. (iłowski), (2) poziom 73—78 m npm., (3) terasa 63—72 m npm., (4) terasa 60—69 m npm. i (5) terasa 58—65 m npm.

Poziom 82—83 m npm. jest zbudowany z iłów plejstocenijskich, przykrytych w wielu miejscach piaskami drobnoziarnistymi. Ze względu na budowę geologiczną nie ma on charakteru terasy rzecznej. Powszechny jest pogląd, że poziom ten powstał pod koniec zlodowacenia środkowopolskiego, w stadium Wkry, kiedy to w dolinie Wisły utworzyło się rozległe zastoisko (Ruszczyńska-Szenajch 1964. Laskowska-Wysoczańska 1964). W świetle nowych badań, o których wyżej wspomniano, zastoiskowe osady pokrywające ten poziom są zapewne młodsze. Podobną budowę geologiczną jak najwyższy poziom ma również niższy, o wysokości 78 m npm. w okolicy Iłowa. Ciągnie się on wzdłuż najwyższego poziomu wąską listwą o szerokości około 0,5 km i długości 7 km. Jego odpowiednikiem po prawej stronie Wisły jest prawdopodobnie dwukilometrowej długości wąski poziom o wysokości 73 m npm., występujący około 8 km na południowy wschód od Płocka.

W rozpatrywanym odcinku doliny Wisły pierwsza, typowa terasa rzeczna o charakterze akumulacyjnym ma w pobliżu ujścia Bzury wysokość 72 m npm., a w pobliżu Płocka, po prawej stronie doliny, 63—64 m npm. Według H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1964) powstała ona w wyniku akumulacyjnej działalności rzeki na skutek tamowania odpływu Wisły na północ w czasie zlodowacenia Vistulian.

Kolejna, niższa, nadzalewowa terasa Wisły między Wyszogrodem a Płockiem występuje fragmentarycznie. W pobliżu ujścia Bzury ma ona wysokość 67—69 m npm., a od linii Wąsosz — Wykowo w kierunku Płocka jej wysokość po obu stronach doliny wynosi 60—63 m npm.

Największe przestrzenie w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Wisły zajmuje terasa zalewowa, nieprzerwanie towarzysząca rzece. To dno doliny w okolicy Wyszogrodu ma szerokość 2 km, jednak w dół Wisły gwałtownie się rozszerza do 5—6 km. W pobliżu Płocka szerokość dna doliny ponownie maleje do 2,5 km. Szerokość terasy zalewowej po obu stronach Wisły jest zmienna. Po lewej stronie rzeki terasa zalewowa jest najlepiej wykształcona. Jej szerokość wynosi od 1 km do 4 km. Najrozleglejszy fragment terasy zalewowej po prawej stronie Wisły, o szerokości ponad 2 km, występuje w okolicy Podgórze.

Spośród wielu problemów dotyczących rozwoju geomorfologicznego doliny Wisły pomiędzy Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką jednym z ważniejszych jest zagadnienie wieku wcięcia się rzeki do poziomu dzisiejszego. W 1968 r. S. Skompski opracowując stratygrafię osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej wyraził pogląd, że terasa nadzalewowa doliny Wisły w tym rejonie pochodzi z okresu starszego dryasu. Oparł on swoje twierdzenie na uzyskanych przez Z. Borówko-Dłużakową (1961) wynikach badań palinologicznych torfowisk na lewym brzegu Wisły, na południe od Płocka, w Ciechomicach i Dzierżanej, a także na przesłankach archeologicznych (ryc. 1). Badania palinologiczne dowiodły, że osady organiczne w starorzeczach Wisły na terasie nadzalewowej zaczęły odkładać się od okresu preborealnego, a więc od początku holocenu. Biorąc pod uwagę znaleziska archeologiczne na wydmach tej terasy w postaci paleolitycznych narzędzi kamiennych z młodszego dryasu i allerödu, S. Skompski wysunął wniosek, że wydmy nie mogły powstać później niż na początku allerödu. Główny okres wydymotwórczy miał jednak miejsce prawdopodobnie w starszym dryasie.

Potwierdzeniem sądu S. Skompskiego o późnoglacialnym wieku terasy nadzalewowej Wisły w Kotlinie Płockiej są ostatnio uzyskane rezultaty datowań metodą radiowęglową osadów organicznych ze starorzeczy terasy nadzalewowej oraz zalewowej powyżej tej kotliny, które wykonał dr M. F. Pazdur z Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

Na terasie nadzalewowej, wznoszącej się 2--3 m ponad równiną zalewową, datowaniu metodą ^{14}C poddano spąg osadów gytii z głębokości 3,95--4,2 m, które wypełniają starorzecze około 5 km na południowy zachód od Wyszogrodu w Nowej Wsi, po lewej stronie Wisły. Uzyskany wiek tych osadów — 9640 ± 100 lat (Gd—1202) — świadczy o tym, że w okresie preborealnym Wisła płynęła już w dzisiejszym poziomie. Z szerokiej równiny zalewowej pobrano do datowania 4 próby osadów organicznych, po dwie z prawej i lewej strony Wisły. W Woli Ładowskiej, około 3 km na północ od Iłowa, do datowania pobrano spągową warstwę torfu, wypełniającą starorzecze z głębokości 1,52--1,72 m. Głębiej występują już osady rzeczne w postaci piasków średnioziarnistych. Datowanie przyniosło rezultat 8450 ± 105 lat BP (Gd — 1199), co oznacza, że w okresie borealnym Wisła przemieściła się bliżej Wysoczyzny Wyszogrodzkiej. Na linii Wola Ładowska — Podgórze Wisła płynie środkiem równiny zalewowej, a szerokości terasy zalewowej po jej obu stronach są podobne, po około 2 km. W miejscowości Podgórze, około 500 m od zbrocza wysoczyzny gdzie istnieje płytkie zagłębienie o charakterze starorzecza, w którego dnie znajduje się mały staw, do datowania pobrano próbę spągowej warstwy torfu z głębokości 0,81--1 m, poniżej której występują już rzeczne utwory piaszczyste. Wiek spągu torfu wyniósł 6295 ± 65 lat BP (Gd—1204), co dowodzi, że zarastanie i wypełnianie starorzecza rozpoczęło się od okresu atlantyckiego.

Idąc w dół Wisły, kolejnym datowaniom poddano osady organiczne z miejsc położonych około 15 km od poprzednich, tj. w Wąsoszu po lewej stronie Wisły i w Wykowie po stronie prawej. Na wysokości Wąsosza lewobrzeżna terasa zalewowa ma szerokość około 4 km, a występujące na niej starorzecze

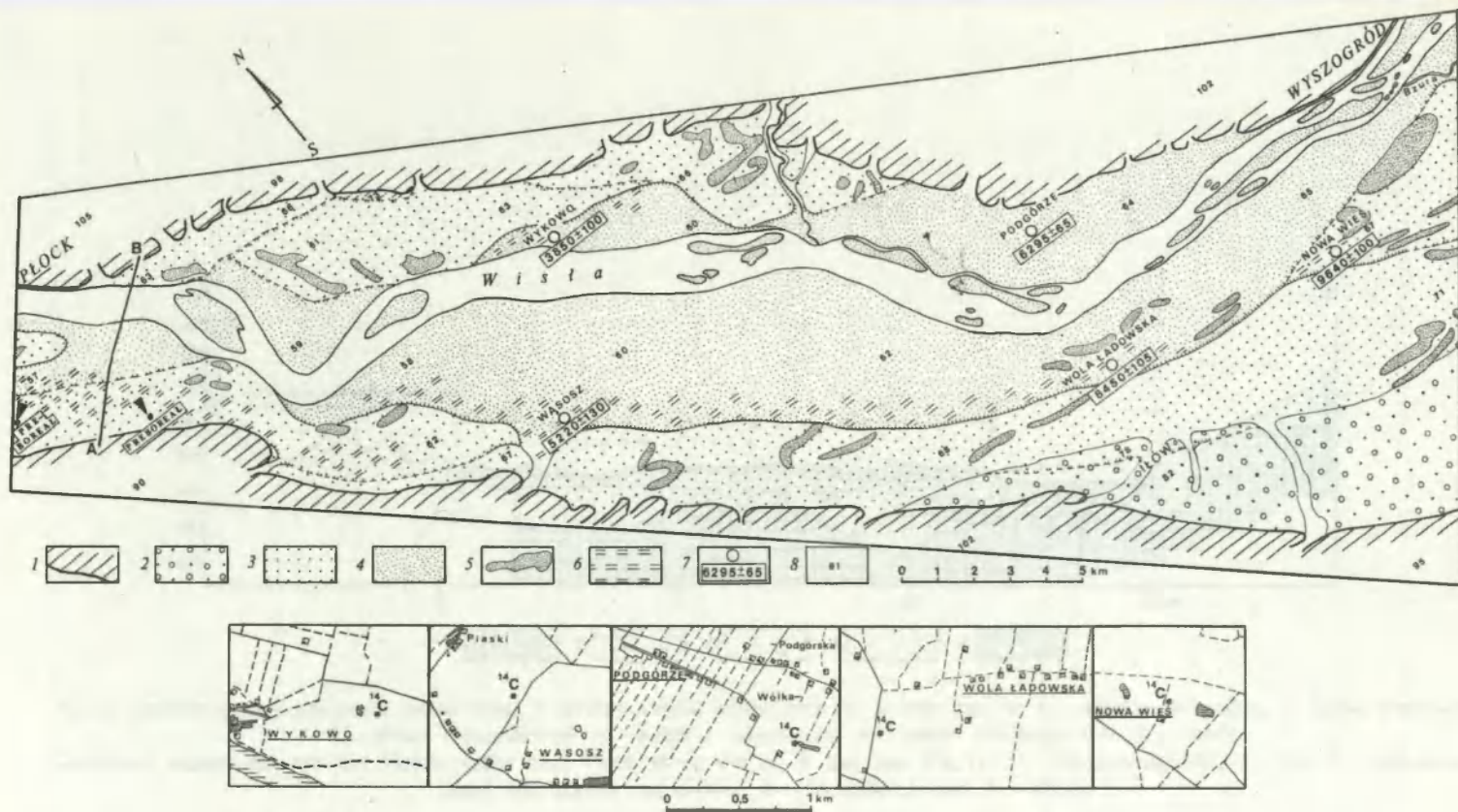
podcina terasę 63—72 m npm. oraz terasę nadzalewową. Starorzecze to wypełnione jest do głębokości 4,25 m osadami organicznymi (torf, gytia), leżącymi na rzecznych piaskach różnoziarnistych. Do datowania pobrano próbę ze spągu gytii, tj. z głębokości 3,95—4,25 m. Proces wypełniania i zarastania starorzecza rozpoczął się tu na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego, o czym świadczy wiek spągu gytii 5255 ± 245 lat BP (Gd—740). Po prawej stronie Wisły w Wykowie, gdzie istnieje fragment terasy zalewowej o szerokości około 750 m, wiek spągu gytii z głębokości 3,7—3,95 m wyniósł $3850 + 100$ lat BP (Gd—735). Wynika z tego, że wypełnianie występującego tu starorzecza osadami organicznymi rozpoczęło się w okresie subborealnym.

Na podstawie powyższych czterech datowań osadów organicznych z różnych miejsc terasy zalewowej Wisły między Wyszogrodem a Płockiem, które przyniosły rezultaty świadczące o różnym wieku występujących na niej poszczególnych starorzeczy, wysunąć można wniosek, że kształtowanie szerokiego w tym fragmencie doliny dna, poprzez migrację koryta rzeki, rozpoczęło się na początku holocenu i trwa nieprzerwanie do dnia dzisiejszego. Zatem do obecnego poziomu płynięcia Wisła zesłała wcześniej, pod koniec późnego glaciału. Potwierdza to pogląd S. Skompskiego (1969).

Dowody na zejście Wisły w tym czasie tylko do poziomu obecnego, a nie głębiej, przyniosła analiza archiwalnych profili geologicznych, zlokalizowanych na terasie zalewowej. Jak wynika z wykonanego przekroju geologicznego w porzek dna doliny Wisły na wysokości Płocka, koryto tej rzeki nacina ility plioceńskie, a miąższość transportowanego przez nią materiału piaszczysto-żwirowego jest niewielka (ryc. 2). Nie stwierdza się tu głębszego wcięcia rzeki w utwory plioceńskie, lecz jedynie przerzucenie jej koryta pod zbocze Wysoczyzny Płockiej.

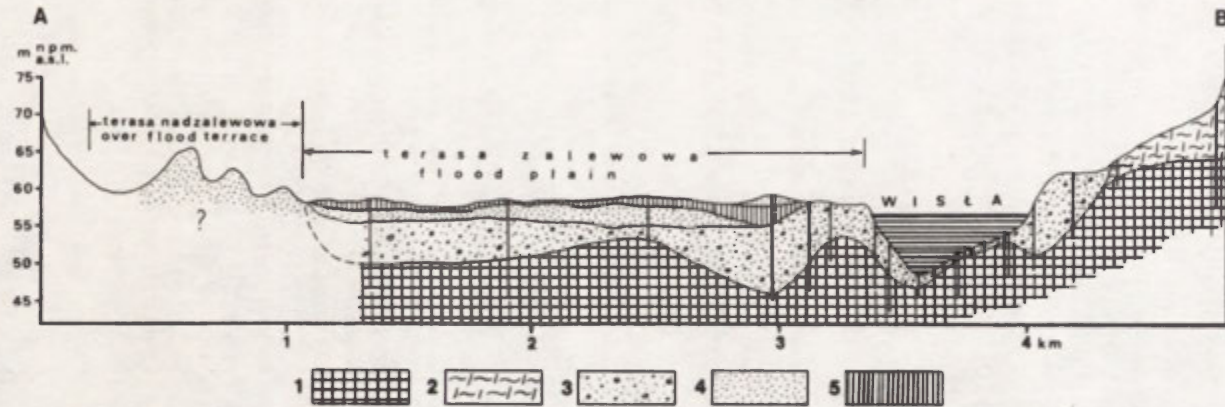
Do podobnych wniosków można dojść po zanalizowaniu archiwalnych wierceń w okolicy Wyszogrodu. Wynika z nich, że utwory czwartorzędowe są w tym rejonie silnie zaburzone glacictektonicznie, o czym może świadczyć nierówna powierzchnia gliny morenowej występującej pod pokrywą rzecznych utworów, jak również spotykane tu porwaki osadów plioceńskich. Jak wynika z profili wiertniczych, w wielu miejscach w okolicy Kępy Wyszogrodzkiej Wisła płynie bezpośrednio po pokładzie gliny morenowej, a w innych stwierdza się w jej dnie warstwę utworów rzecznych o różnej miąższości (nawet do kilkunastu metrów) leżących na glinie morenowej. Powyższe przesłanki świadczą o tym, że od początku holocenu (lecz niewykluczone że od końca późnego glaciału), kiedy to Wisła znalazła się w obecnym poziomie, nie wykazywała ona tendencji do erozji wgłębnej. Przez około 10 tysięcy lat, na skutek erozji bocznej, poszerzała ona jedynie dno swojej doliny.

Wspomniano na początku artykułu, że w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu vistuliańskiego, w omawianym odcinku utworzyło się lodowe jezioro zaporowe. Ponieważ, jak się wydaje, ustalony został wiek zejścia Wisły w tym fragmencie jej doliny do obecnego poziomu, pozostaje jeszcze do ustalenia wiek odblokowania wspomnianego zastoiska i uzyskania przez Wisłę odpływu na północ przez Kotlinę Płocką. Na ten problem częściowo rzucają światło



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły między Wyszogrodem a Płockiem: 1 — wysoczyzna morenowa, 2 — poziomy dolinne zbudowane z ilów i drobnych piasków z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, 3 — terasa akumulacyjna, 4 — terasa zalewowa (dno doliny), 5 — wydmy, 6 — obszar zatorfiony, 7 — miejsca wydатовanych osadów organicznych, 8 — wysokości n.p.m.

Geomorphological sketch of the Vistula valley between Wyszogród and Płock: 1 — moraine plain, 2 — valley, levels built of clay and fine-grained sand from the Middle Polish glaciation, 3 — accumulation terrace, 4 — flood plain (valley floor), 5 — dunes, 6 — peated area, 7 — places of dated organic sediments, 8 — altitude a. s. l.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w pobliżu Płocka wzdłuż linii A—B (zob. ryc. 1): 1 — utwory plioceńskie, 2 — glina morenowa, 3 — piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami, 4 — piaski drobnoziarniste, 5 — mady

Geological section through the Vistula valley near Plock along the A—B line (see Fig. 1): 1 — Pliocene deposits, 2 — till, 3 — vari-grained sand with gravels and pebbles, 4 — fine-grained sand, 5 — alluvia

opublikowane już przez autora rezultaty badań geomorfologicznych w dolinie Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską (Wiśniewski 1976, 1982). Autor jest zdania, że połączenie obu kotlin nastąpiło w poziomie pierwszej terasy bifurkacyjnej w Kotlinie Toruńskiej o wysokości 70—72 m n.p.m., kiedy to wody płynące z południa doliną Wisły rozdzielały się w Kotlinie Toruńskiej, płynąc na zachód pradoliną Noteci — Warty i równocześnie już na północ do zastoiska gdańskiego (Galon 1934). Ten moment datuje się na początek późnego glacjału. Ponieważ wiek wcięcia się Wisły do obecnego poziomu między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską jest datowany podobnie jak we fragmencie doliny między Wyszogrodem a Płockiem, cały system teras w tym odcinku doliny (tj. między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską) powstał w okresie późnoglacialnym, w ciągu 3—4 tysięcy lat.

Czy odblokowanie zastoiska między Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką nastąpiło w tym samym czasie co początek przelania się wód z Kotliny Płockiej do Kotliny Toruńskiej, jest nadal problemem otwartym.

LITERATURA

- Borówko-Dłużakowa Z. 1961, *Badania palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem*, Z badań czwartorzędu w Polsce, 10, Biul. PIG, 169.
- Galon R. 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla*, Prace Inst. Geogr. Univ. Poznań., 12—13, Poznań.
- Karaszewski W. 1974, *Age of the Warsaw Ice Demmed Lake sediments*, Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 22, 3—4.
- Laskowska-Wysoczańska W. 1964, *Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród — Sochaczew*, Acta Geol. Pol., 14, 3.
- Różycki S. Z. 1967, *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H. 1964, *Plejstocen w okolicy Wyszogrodu nad Wisłą*, Acta Geol. Pol., 14, 3.
- Sarnacka Z. 1982, *Age revision of the Warsaw proglacial lake in the Warsaw region*, Biul. Inst. Geol., 343, Geology of Poland, 5.
- Skompski S. 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Z badań czwartorzędu w Polsce, 12, Biul. PIG, 220.
- Wiśniewski E. 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 119.
- Wiśniewski E. 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15,000 years (w:) Evolution of the Vistula river valley during the last 15,000 years, part I*, Geographical Studies Polish Acad. of Scien. Inst. of Geogr. and Spatial Organiz., Special issue, 1.

ЭДВАРД ВИСЬНЕВСКИ

ЗАЛИВНАЯ ТЕРРАСА РЕКИ ВИСЛЫ МЕЖДУ ГОРОДАМИ ВЫШОГРУД И ПЛОЦК В СВЕТЕ ДАТИРОВКИ ПО РАДИОУГЛЕРОДНОМУ МЕТОДУ

Фрагмент долины Вислы между городами Вышогруд и Плоцк длиной в ок. 40 км и шириной в 8—9 км (рис. 1) соединяет два расширения этой долины называемые

Варшавской Котловиной и Плоцкой Котловиной. Во время максимального распространения оледенения Вистулиан под материковым ледником нашлась вся Плоцкая Котловина. Перед его фронтом, в результате блокировки течения реки на север, в долине образовалось ледниковое озеро.

В настоящей время в долине Вислы заметны между Котловиной Варшавской и Котловиной Плоцкой нижеследующие уровни и террасы:

а) уровень 82—83 м, б) уровень 73—78 м, в) терраса 63—72 м, г) терраса 60—69 м, д) терраса 58—65 м н.у.м.

Два высшие уровни образовались в периоде оледенения центральной Польши (Днепровского) и простроены из илов и мелких песков.

В цели выяснения, в каком периоде Висла достигла севодняшнего уровня своего стока, был взят один образец из террасы выше залива и 4 образца из заливной террасы к датировке по радиоуглеродному методу. Из террасы выше залива получена дата $9\,640 \pm 100$ лет т.н, а из заливной террасы — $8\,450 \pm 150$ лет т.н, $6\,295 \pm 65$ лет т.н, $5\,255 \pm 245$ л.т.н, $3\,850 \pm 100$ л.т.н.

На основе полученных результатов можно констатировать, что после ликвидации долинного застоя и получения вторичного стока на север, Висла опустилась до настоящего уровня рано, т.е. в позднеледниковью. В голоцене река не проявляла тенденции к глубинной эрозии, только благодаря боковой эрозии расширяла дно своей долины. Об этом свидетельствует разработанный геологический разрез вблизи Плоцка (рис. 2).

EDWARD WIŚNIEWSKI

AGE OF THE VISTULA FLOOD PLAIN BETWEEN WYSOGRÓD AND PŁOCK IN THE LIGHT OF RADIOCARBON DATINGS

A part of the Vistula valley between Wyszogród and Płock is about 40 km long and 8—9 km wide (Fig. 1). It links two basins of that valley called the Warsaw Basin and the Płock Basin. At the time of maximal limit of the Vistulian glaciation the entire Płock Basin was under an ice sheet. Before the ice sheet front, a vast ice dammed lake was formed as a result of the blocking of the river course to the North.

At present, in the Vistula valley between the Warsaw Basin and the Płock Basin there are two levels dammed lake at the following altitudes a. s. l.: a) 82—83 m-level, b) 73—78 m-level, c) 63—72 m-terrace, d) 60—69 m-terrace, e) 58—65 m-terrace.

Two highest levels date back to the Middle Polish glaciation and are built of clay and fine-grained sand. To find out when the Vistula reached its current flow level, one sample of organic sediments was taken from the overflow terrace and four samples from the flood plain for radiocarbon datings. The age of gyttja's bottom from the over-flood terrace was $9\,640 \pm 100$ years B. P., while from the flood terrace the following dates were obtained: $8\,450 \pm 105$ years B. P., $6\,295 \pm 65$ years B. P., $5\,255 \pm 245$ years B. P., and $3\,850 \pm 100$ years B. P.

The obtained results make it possible to conclude that after the valley ice dammed lake had been unblocked and a northward outflow regained, the Vistula reached the present level early, i. e. at the end of the Late Glacial Age. During the Holocene downcutting, the river showed no tendency to deep erosion, but only expanded its valley floor through lateral erosion. The geological section made near Płock testifies to this (Fig. 2).

Translated by Aneta Dylewska

LEON ANDRZEJEWSKI

Niektóre zagadnienia kształtowania się systemu fluwialnego w późnym glacie i holocenie na podstawie wybranych dolnych odcinków dopływów dolnej Wisły*

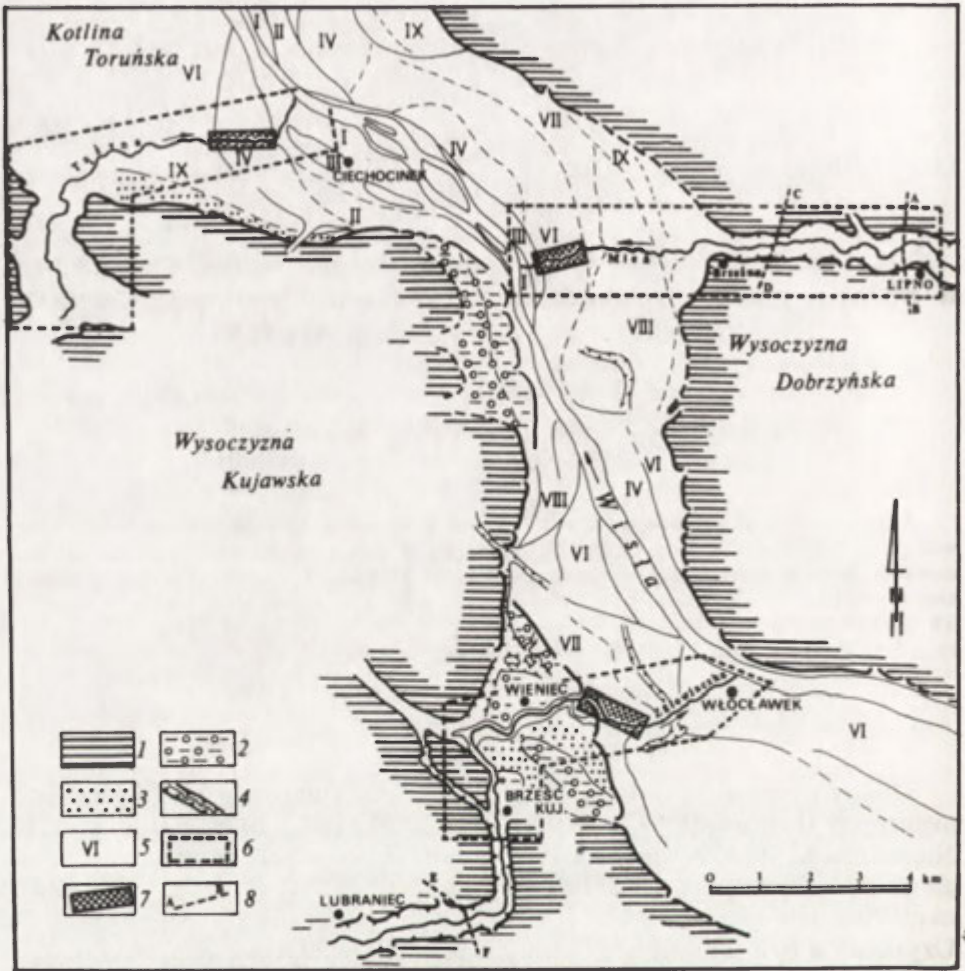
Some issues of the formation of the fluvial system in the Late Glacial and Holocene on the basis of selected lower stretches of the Lower Vistula tributaries

Zarys treści. W artykule przedstawiono charakterystykę morfogenetyczną trzech dopływów Wisły (Zgłowiączki, Mienia i Tażyny), na której tle omówiono niektóre problemy funkcjonowania systemu fluwialnego, tj. dopływów i rzeki głównej. Wskazano na synchroniczność niektórych procesów fluwialnych w badanych dolnych odcinkach dolin i starano się określić ich główne tendencje rozwojowe w późnym glacie i holocenie na tle zmian wspólnej bazy erozyjnej, tj. Wisły.

Wstęp

Doliny rzek Nizy Polskiego były już obiektami licznych badań geomorfologicznych (Lencewicz 1927, Galon 1934, 1953, 1961, 1968, Kozarski 1962, Niewiarowski 1968, Wiśniewski 1976 i inni). Opracowania te dotyczyły jednak głównie pojedynczych form dolinnych i zmierzały przede wszystkim w kierunku określenia ich plejstocenijskiej historii na tle postępującej recesji lądolodu. Uzyskano w tym zakresie wiele cennych rezultatów. Daje się natomiast zauważyć brak większego zainteresowania problematyką późnoglacialnej i holocenijskiej ewolucji dolin ujętych w formie systemu fluwialnego jaki tworzą dopływy z rzeką główną. Próbą wypełnienia tej luki jest niniejsze opracowanie, w którym starano się porównać rozwój trzech średniej wielkości dopływów Wisły (Zgłowiączki, Mienia i Tażyny) na tle zmieniającej się, szczególnie w późnym glacie, wspólnej bazy erozyjnej jaką stanowi Wisła (ryc. 1). W trakcie kilkuletnich badań geomorfologicznych przeprowadzonych w obrębie wymienionych dolin starano się między innymi poznać czynniki warunkujące podobieństwa i różnice w sposobie wykształcenia się tych dolin, a także dokonać próby rekonstrukcji przebiegu procesów fluwialnych i ich ogólnych tendencji, w odniesieniu do Wisły.

* Artykuł jest rezultatem wstępnych badań wykonanych w ramach problemu międzyresortowego I/25, temat 05.3.3.



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny badanych ujściowych odcinków dolin na tle ogólnego rysu morfologicznego doliny Wisły (według E. Wiśniewskiego): 1 — wysoczyzna morenowa, 2 — erozyjne poziome wody roztopowych, 3 — poziome wody roztopowych z pokrywą utworów glaciofluwialnych, 4 — rynnny glacialne przemodelowane przez wody roztopowe i rzeczne, 5 — numery teras w dolinie Wisły, 6 — obszary szczegółowego kartowania geomorfologicznego, 7 — fragmenty ujściowych odcinków dolin zamieszczonych w pracy, 8 — przekroje geologiczne

Planimetric sketch of investigated valley junction stretches against the general morphological outline of the Vistula valley (according to E. Wiśniewski): 1 — morainic plateau, 2 — erosional melt water levels, 3 — melt water levels with the cover of glaciofluvial drift, 4 — glacial subglacial channels re-modelled by melt and river water, 5 — numbers of terraces in the Vistula valley, 6 — areas of detailed geomorphological mapping, 7 — parts of valley junction stretches covered by the study, 8 — geological sections

Przedstawiony problem jest niewątpliwie bardzo złożony, bowiem nie w pełni poznano dotychczas sposoby reakcji dopływu na różne zmiany zachodzące w dolinie rzeki głównej. Impulsy erozyjne postępujące w górę rzeki, a związane z obniżaniem się bazy erozyjnej, wygasają w pewnym odcinku doliny i mogą nie pozostawić wyraźnego zapisu w jej morfologii, szczególnie gdy impulsy te są krótkotrwałe. Podniesienie się bazy erozyjnej może natomiast sytuację tę dodatkowo skomplikować, szczególnie w ujściowym odcinku rzeki, gdzie akumulacja osadów nie następuje stale w górę rzeki. Procesy akumulacji są ograniczone rzędną wysokości podniesienia się poziomu bazy erozyjno-akumulacyjnej. Nakładają się na nie generalne tendencje działalności procesów fluwialnych w przedziale czasowym glacjał — interglacjał, dotyczące momentów pojawienia się faz erozji i akumulacji rzecznej (Soergel 1921, Penck 1928, Jahn 1956, Schumm 1965, Galon 1968). Szerszą dyskusję dotyczącą tego problemu przedstawili S. Kozarski i K. Rotnicki (1978). Wydaje się zatem słuszne, aby zagadnienia te rozpatrywać na podstawie kilku różnie wykształconych dopływów tej samej rzeki. Wydaje się, iż jest to także korzystne z metodycznego punktu widzenia.

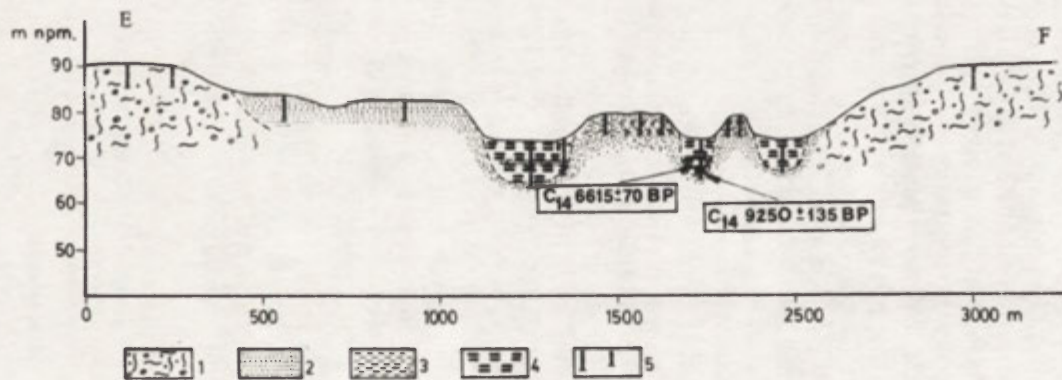
Autor prowadził badania głównie dolnych fragmentów wymienionych dolin, a więc odcinki wykształcone w obrębie teras doliny Wisły po wysoczyznę. Wykonano szczegółowe kartowanie geomorfologiczne dolin w skali 1:10000 korzystając, w przypadku doliny Zgłowiączki i Tażyny, ze zdjęć lotniczych. Interpretacja zdjęć lotniczych (dysponowano zdjęciami z dwóch różnych nalotów) okazała się szczególnie pomocna przy rekonstrukcji przebiegu starych koryt rzecznych w obrębie den dolin i wyznaczeniu ich parametrów geometrycznych. Wykonano badania strukturalno-teksturalne zróżnicowanych genetycznie osadów wypełniających doliny. Na podstawie zebranej dokumentacji geologicznej rozważono charakter budowy geologicznej najbliższego otoczenia dolin. Wiek kilku prób osadów organicznych określono metodą ^{14}C , w laboratorium Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

Prezentowane w niniejszym opracowaniu wyniki badań mają charakter wstępny, dlatego niektóre z zawartych wniosków należy traktować jako dyskusyjne, wymagające dalszych uściśleń w trakcie badań kolejnych dopływów Wisły, różniących się położeniem, wielkością i sposobem wykształcenia.

Charakterystyka morfogenetyczna ujściowych odcinków dolin badanych rzek

Zgłowiączka

Zgłowiączka jest największym lewobrzeżnym dopływem Wisły pomiędzy Kotliną Warszawską a Kotliną Toruńską, a jej dolina jest wyróżniającym się elementem rzeźby południowych Kujaw. Bierze ona początek w jednej z licznych odnóg Jeziora Głuszyńskiego, a uchodzi do Wisły we Włocławku. Dolina tej rzeki, o długości około 55 km, składa się z trzech morfogenetycznie różnych fragmentów (Andrzejewski 1984). Pierwszy jej odcinek, naj-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez rynnową część doliny Złowięczki na wschód od Lubrańca: 1 — glina morenowa, 2 — piaski drobnoziarniste, 3 — mulki, 4 — torfy, 5 — miejsca wykonanych sond geologicznych

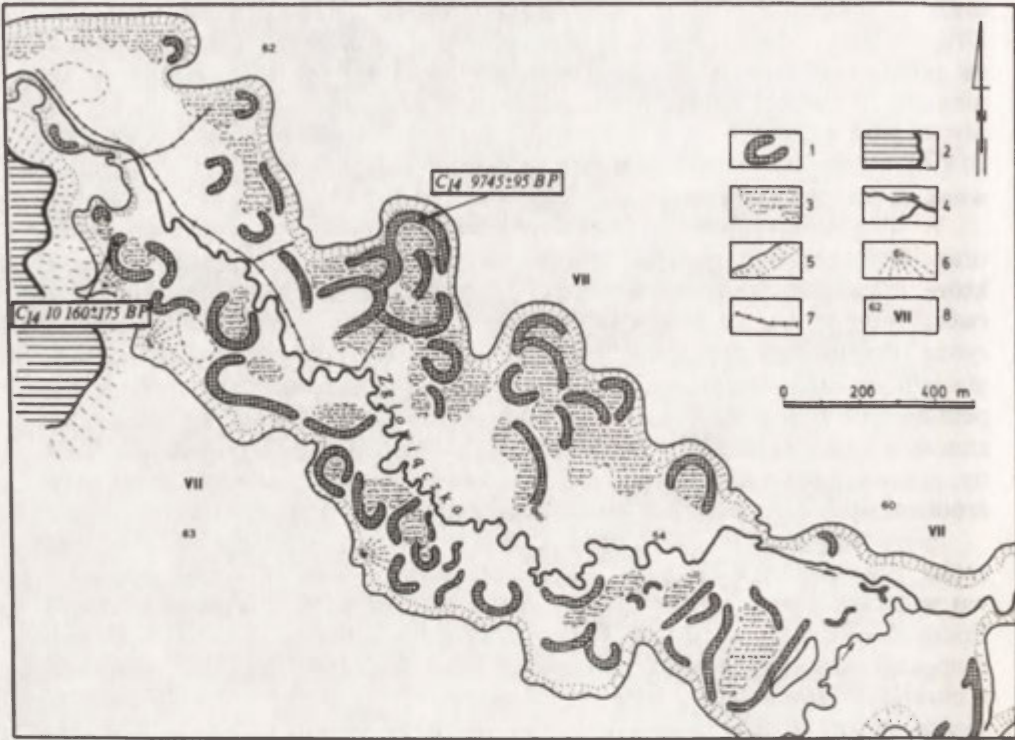
Geological section through subglacial channels part of the Złowięczka valley east of Lubraniec: 1 — till, 2 — fine-grained sand, 3 — silt, 4 — peat, 5 — places of geological surveys

dłuższy, obejmujący ponad 50% długości doliny stanowi rynnę glacialną. Drugi fragment doliny, biegnący przez obniżoną część Wysoczyzny Kujawskiej na północ od Brześcia Kujawskiego, ułożył się prawdopodobnie w osi niewielkich rynien, które uległy znacznemu przeobrażeniu w wyniku przepływu wód roztopowych i rzecznych. Ujściowy odcinek doliny o długości 10 km, który usytuowany jest już w dolinie Wisły, jest w pełni ukształtowany przez rzekę Zgłowiączkę.

W obrębie rynnowej części doliny stwierdzono występowanie poziomów oraz izolowanych pagórków zbudowanych z mułków i drobnych piasków, które zakwalifikowano jako terasy i pagórki kemowe (ryc. 2). Formy te tworzyły się synchronicznie w zagłębieniach i szczelinach lodu konserwującego rynnę. Proces jego degradacji zakończył się w schyłkowym okresie późnego glaciału, o czym świadczy wynik datowań spągu osadów organicznych wypełniających rynnę, 9250 ± 135 BP (Gd-1155), (ryc. 2). Fakt ten ma istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleohydrologicznych w ujściowym odcinku doliny, ponieważ masy lodu wypełniającego rynnę były zapewne przez długi okres źródłem wód kształtujących morfologię dna doliny poniżej rynny.

Nieco na wschód od Wieńca Zgłowiączka opuszcza obszar obniżonej części Wysoczyzny Kujawskiej i wciną się w terasy doliny Wisły; początkowo w terasę VII, a w końcowym odcinku w terasę VI (Wiśniewski 1976). Początek późnego glaciału (najstarszy dryas) był zapewne okresem, w którym rozpoczął się rozwój tego ujściowego odcinka doliny Zgłowiączki, co wynika z określenia wieku terasy VI przez Skompskiego (1969). Dolina Zgłowiączki ma tu strome zbocza o wysokości 5–6 m oraz zmienną szerokość dochodzącą do 900 m. Duża szerokość doliny o charakterystycznych zakolowych kształtach zboczy wskazuje na długi cykl nieskrępowanej działalności Zgłowiączki. Proces ten zachodzi do chwili obecnej, czego odzwierciedleniem jest intensywne, swobodne rozwinięcie współcześnie meandrującej rzeki (ryc. 3).

W morfologii dna tego odcinka doliny występują dwa poziomy – zalewowy i nadzalewowy o różnicy wysokości do 2 m. Rzeźbę tych poziomów wzbogacają dobrze rozwinięte zakola meandrowe o zróżnicowanych parametrach geometrycznych. Średnie ich wartości, dla 25 najlepiej rozwiniętych meandrów, kształtują się następująco: szerokość koryta 24,8 m; średni promień krzywizny meandru 60,3 m; połowa długości fali meandru 99,2 m; połowa amplitudy fali meandru 79,6 m. Większość zbadanych starych koryt meandrowych wypełniona jest torfem o miąższości od 2 do 3,5 m. Pod nimi zalega często niewielka warstwa gytyi oraz seria drobnych piasków i mułków z zawartością części organicznych, które również zaliczono do osadów wypełniających. Utwory organiczne jednego z zakoli podcinającego bezpośrednio zbocze doliny zostały wydatowane. Wiek podścielającej torfy gytyi na głębokości 2,30–2,35 m wyniósł $10\,160 \pm 175$ BP (Gd-1156), wskazując na początek sedymentacji osadów organicznych już w młodszym dryasie. Można zatem z pewnym przybliżeniem przyjąć, że zakole to zostało wykształcone najpóźniej w allerödzie, chociaż nie można wykluczyć, że wcześniej. Wiek osadów organicznych drugiego zakola usytuowanego po przeciwnej stronie rzeki na terasie nadzalewowej wyniósł 9745 ± 95 BP (Gd-1153) – rycina 3.



Ryc. 3. Fragment dna doliny w ujściowym odcinku Zgłowiączki: 1 --- stare koryta meandrowe, 2 --- wysoczyzna morenowa, 3 --- terasa nadzałewowa, 4 --- współczesne koryto Zgłowiączki, 5 --- zbocza, 6 --- stożki napływowe, 7 --- wały przeciwpowodziowe, 8 --- numery teras Wisły, wysokości w m npm.

Part of valley floor at a junction stretch of the Zgłowiączka river: 1 --- old meandering channels, 2 --- morainic plateau, 3 --- overfloor plain, 4 --- contemporary Zgłowiączka channel, 5 --- slopes, 6 --- alluvial cones, 7 --- longitudinal dikes, 8 --- numbers of the Vistula terraces, altitudes in m a. s. l.

Dowodzi to, że na początku okresu preborealnego nastąpiło już wypełnianie tego meandru osadami organicznymi, a zatem jego wykształcenie mogło mieć miejsce pod koniec późnego glacjału, tj. w młodszym dryasie. Interesująca okazała się również analiza stosunków hipsometrycznych położenia den wypełnionych paleomeandrow. Ich stopniowe obniżanie się w kierunku centralnych partii dna doliny pozwala sądzić o erozyjnej tendencji meandrującej rzeki. Należy w tym miejscu podkreślić, że w obrębie analizowanego odcinka dna doliny Zgłowiączki nie znaleziono śladów działalności rzeki o układzie roztokowym. Pionowa stabilizacja dna doliny w najmłodszej części holocenu, a prawdopodobnie tendencje do wzrostu w niej procesów agradacji, co wykazała szczegółowa analiza budowy geologicznej dna doliny (Andrzejewski 1984), są główną przyczyną wyrównania bardziej zmodyfikowanej

kiedyś powierzchni dna badanej doliny. Wniosek ten znajduje potwierdzenie przede wszystkim w zwiększającej się miąższości pylastych mąd w najniższych częściach dna, towarzyszących najczęściej współczesnemu korytu rzeki.

Analiza parametrów geometrycznych starych meandrów dokonana przez autora (1984), pozwoliła określić przybliżony przepływ ówczesnej Zgłowiączki na kilkakrotnie wyższy aniżeli współczesny, wynoszący około $2,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Większy przepływ Zgłowiączki w schyłkowym okresie późnego glacjału i na początku holocenu był, jak należy sądzić, wynikiem nie tylko czynników klimatycznych; mogły również mieć na to wpływ wody pochodzące z topnienia resztek lodów konserwujących rynnę, która w tym okresie była już włączona do jednolitego odpływu dolinnego Zgłowiączki.

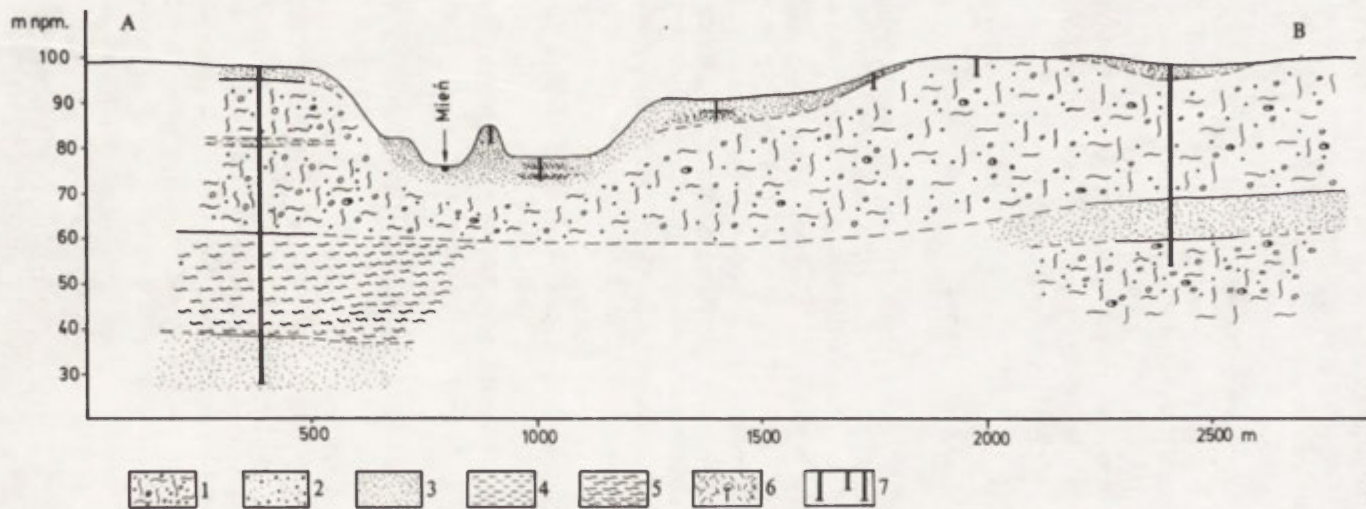
Mień

Rzeka Mień, która uchodzi do Wisły 30 km na północ od ujścia Zgłowiączki, ma długość około 50 km (ryc. 1). Odwadnia ona system jezior Skępskich usytuowanych na przedpolu moren czołowych fazy kujawskiej w obrębie zachodniej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej (Galon 1972). Szczegółowymi badaniami geomorfologicznymi objęto zachodnią jej część, poczynając od ujścia Mienia do miejscowości Lipno. Odcinek ten, który składa się z 15-kilometrowego fragmentu doliny wyciętej w terasach Wisły oraz z 10-kilometrowego odcinka usytuowanego w obrębie przykrawędziowej strefy Wysoczyzny Dobrzyńskiej między Brzeżnem a Lipnem, skartowano w skali 1:10 000.

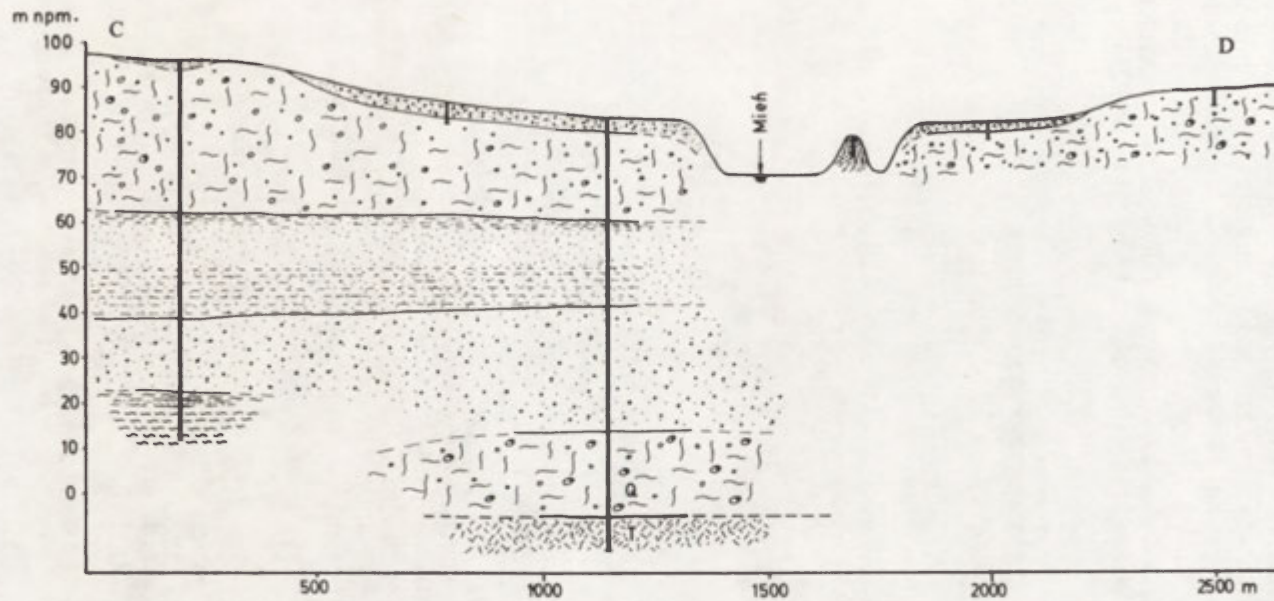
Dolina Mienia w obrębie wysoczyzny wcina się na głębokość 20–25 m a jej maksymalne szerokości dochodzą do 2 km. Na jej kontakcie z wysoczyzną stwierdzono występowanie licznych poziomów zbudowanych z materiału piaszczysto-zwirowego, miejscami z bardzo drobnych piasków i mulków, a także sporadycznie ilów. Szczególnie wyraźnie rysuje się poziom najwyższy o wysokości 92,5 m npm. w okolicy Lipna, który na kontakcie z doliną Wisły w rejonie Brzeżna obniża się do wysokości 80 m npm. Dwa niższe poziomy o wysokości 87 i 81 m npm., są niewielkich rozmiarów i zachowały się jedynie w obrębie kilkukilometrowego odcinka doliny na zachód od Lipna. Oprócz wymienionych poziomów uwagę zwracają występujące w dnie wysoczyznowego odcinka doliny liczne wypukłe formy o zróżnicowanych wysokościach, obniżające się w kierunku zachodnim. W wielu miejscach ich szczytowe powierzchnie nawiązują wysokością do występujących tu poziomów.

Przy rekonstrukcji przebiegu procesów fluwialnych w ujściowym odcinku doliny Mienia istotne wydaje się bliższe wyjaśnienie genezy wyróżnionych poziomów i wypukłych form, co pozwoli poznać charakter genetyczny tego odcinka doliny Mienia, mającego tak zdecydowanie odmienne oblicze morfologiczne w stosunku do odcinka doliny wyciętej już w obrębie teras doliny Wisły.

Pewien wgląd w budowę geologiczną i morfologię wysoczyznowego odcinka analizowanej doliny dają wykonane przekroje geologiczne (ryc. 4.5). Dolina ta wycięta jest w górnym pokładzie gliny morenowej o miąższości



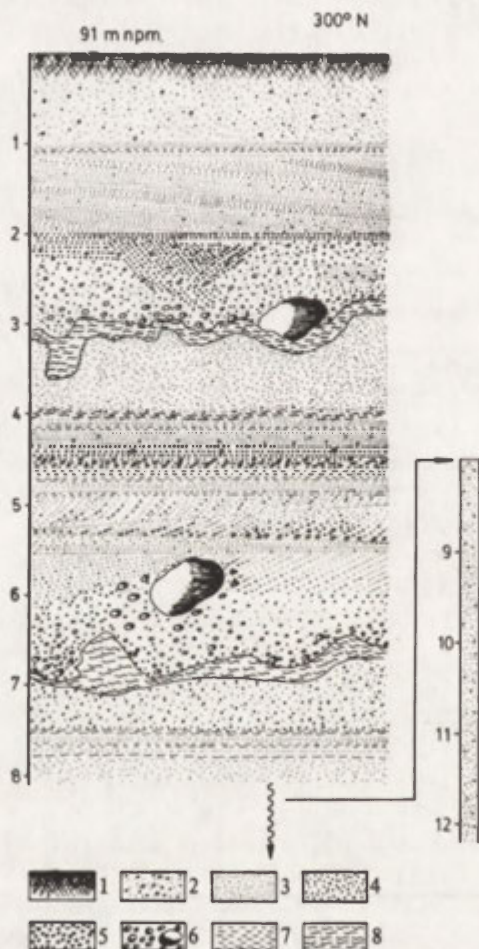
Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez wschodni odcinek rynnowej części doliny Mienia w okolicy Lipna: 1 — glina morenowa, 2 — piaski różnoziarniste, 3 — piaski drobnoziarniste, 4 — mułki, 5 — ility, 6 — utwory trzeciorzędu (Pliocenu), 7 — lokalizacja wierceń archiwalnych i wykonanych sond
 Geological section through the eastern stretch of the subglacial channels part of the Mień valley near Lipno: 1 -- till, 2 -- vari-grained sand, 3 — fine-grained sand, 4 — silt, 5 — clay, 6 — Tertiary formations (Pliocene), 7 — location of archival drillings and surveys



Ryc. 5. Przekrój geologiczny w zachodnim fragmencie rynnowego odcinka doliny Mień w okolicy Brzeźna (objaśnienia jak na ryc. 4)
 Geological section in the western part of the subglacial channels stretch of the Mień valley near Brzeźno (explanations see Fig. 4)

dochodzącej do 40 m. Pod nią zalegają znacznej miąższości osady drobne (mułki, ily, piaski), które stanowią z kolei bardzo często strop serii żwirowo-piaszczystej. W kilku wierceniach stwierdzono niższy pokład morenowy, który (np. w przekroju C—D) zalega bezpośrednio na trzeciorzędzie.

Najwyższy poziom, który wycięty jest w górnej glinie cechuje się zróżnicowaną budową geologiczną. Dominują tu utwory piaszczysto-żwirowe, lecz w wielu miejscach obserwować można również występowanie bardzo drobnych osadów piaszczysto-mułkowych oraz cienkie wkładki iłów, najczęściej zaburzonych wraz z grubymi osadami w postaci kamieni i żwirów. Dobry przykład



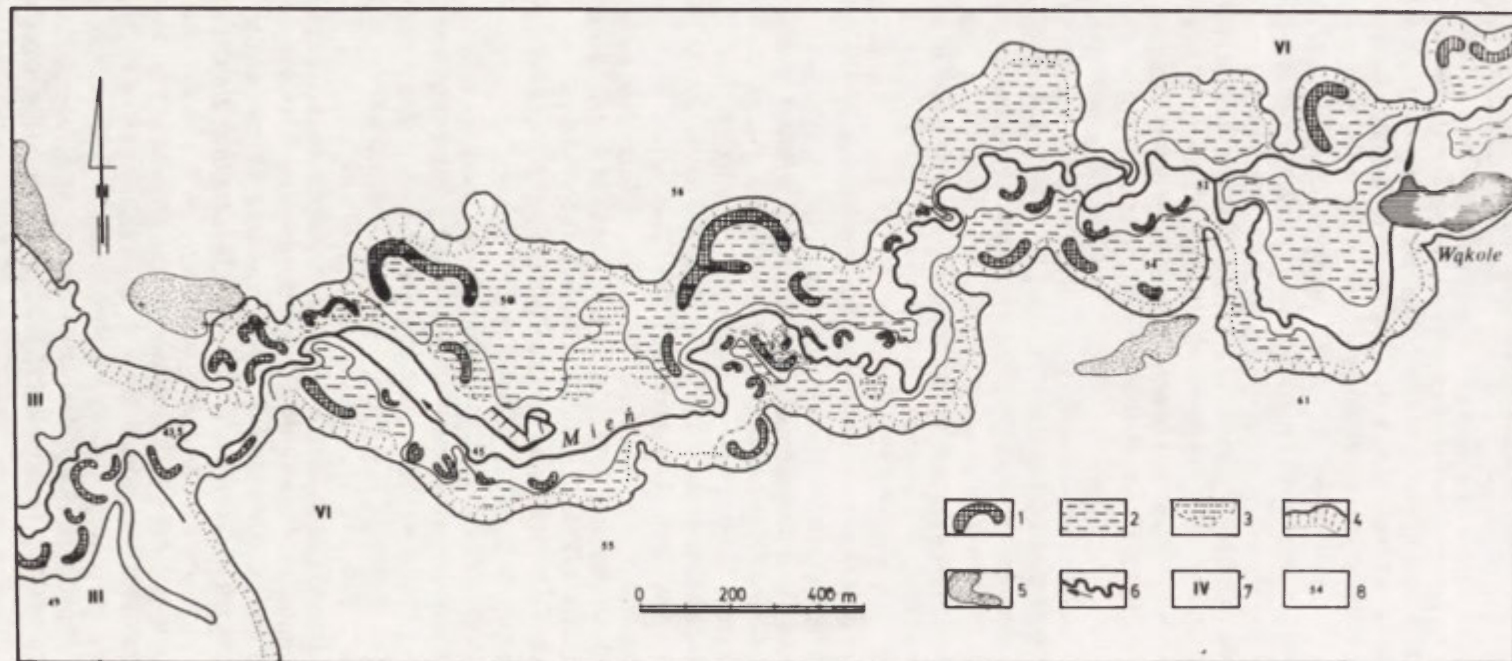
Ryc. 6. Budowa geologiczna poziomu wód roztopowych w okolicy Lipna: 1 — gleba, 2 — piaski różnoziarniste, 3 — piaski drobnoziarniste, 4 — piaski gruboziarniste, 5 — żwiry, 6 — kamienie, 7 — mułki, 8 — ily

Geological structure of melt water level near Lipno: 1 — soil, 2 — vari-grained sand, 3 — fine-grained sand, 4 — coarse-grained sand, 5 — gravels, 6 — stones, 7 — silt, 8 — clay

takiej budowy obserwować można w odsłonięciu po lewej stronie doliny, 2 km na zachód od Lipna (ryc. 6). Nie wnikając w szczegółową analizę strukturalną tych osadów, ważny wydaje się fakt, że okresy akumulacji piasków i żwirów były tu przerywane krótkotrwałą stagnacją wód, w których odkładały się cienkie warstwy ilów, po czym następowała raptowna dostawa bardzo zróżnicowanego teksturalnie materiału żwirowo-kamienistego, zaburzająca zdeponowane wcześniej ily. Wydaje się, że tego typu warunki sedymentacyjne mogły mieć miejsce w czasie akumulacji osadów glaciofluwialnych w kształtującej się dolinie przy dostawie materiału z wysoczyzny, na której, być może, zalegały jeszcze płyty zamierającego lodu. Poziom ten jest zatem prawdopodobnie związany z działalnością wód roztopowych — na mapie geomorfologicznej ark. Lipno M. Liberacki (1969) znaczy go jako sandr. Wody kształtujące analizowany poziom wpływały do doliny Wisły. Świadczy o tym nie tylko jego nachylenie, lecz również wyniki licznych pomiarów strukturalnych wykonanych w osadach glaciofluwialnych. Oddzielnym problemem, który wykracza jednak poza ramy niniejszego opracowania, jest dalsza działalność tych wód wpływających do doliny Wisły w poziomie 80 m npm., o czym pisał wcześniej E. Wiśniewski (1976).

Budowa geologiczna niższych poziomów, które, jak już wspomniano, mają lokalny zasięg i zróżnicowane wysokości, jest podobna do budowy wypukłych form występujących w dnie analizowanej formy. Cechuje się ona dużą jednorodnością osadów, wśród których dominują głównie drobne piaski i mułki, stwierdzone w licznych wierceniach i wkopach. Autor skłonny jest wiązać ich powstanie z akumulacją w lodzie konserwującym dolinę, której cechy morfologiczne wskazują wyraźnie na jej założenie rynnowe. Mechanizm powstawania tego typu form i rekonstrukcję ich środowiska depozycyjnego opisał autor szczegółowo już wcześniej, analizując genezę podobnego typu form występujących w rynnowej części doliny Zgłowiączki (Andrzejewski 1984). Rzeźba doliny Mienia i Zgłowiączki w obrębie wysoczyzn nie jest zatem związana z działalnością tych rzek. Wykorzystały one bowiem do swojego przebiegu inne genetycznie formy, którymi w tym przypadku są rynny glacialne, przekształcone potem nieznacznie przez działalność rzeczną. Rysuje się tu zatem interesująca prawidłowość, znajdująca również potwierdzenie w dolinie Tażyny. Wcześniej zanalizowany zostanie jednak odcinek doliny Mienia usytuowany w obrębie doliny Wisły, który genezę swoją zawdzięcza jedynie wodom rzecznym.

Dolina Mienia rozcina na długości około 15 km szereg teras Wisły o wysokościach od 44 m npm. przy ujściu do 75—80 m npm. na kontakcie z wysoczyzną. Wcina się ona na głębokość 8—10 m, tworząc szeroką dolinę o podobnych jak w przypadku Zgłowiączki zakolowych kształtach zboczy (ryc. 7). W jej obrębie wydzielić można dwie główne terasy — współczesne dno z wielkimi fragmentami poziomu nadzalewowego oraz dominującą w morfologii doliny terasę, wznoszącą się ponad dno o 3—4 m. W rzeźbie tej terasy wyraźnie rysują się paleokoryta meandrującej rzeki o parametrach geometrycznych bardzo zbliżonych do podanych wcześniej w dolinie Zgłowiączki. Nie stwierdzono tu również śladów koryt rzeki roztokowej. W obrębie naj-



Ryc. 7. Fragment dna doliny w ujściowym odcinku Mienia: 1 — stare koryta meandrowe, 2 — erozyjna terasa rzeki Mień, 3 — terasa nadzalewowa, 4 — zbocza, 5 — wydmy, 6 — współczesne koryto Mienia, 7 — numery teras Wisły, 8 — wysokości w m n.p.m.
 Part of valley floor at the Mień junction stretch: 1 — old meandering channels, 2 — erosional terrace of the Mień river, 3 — overflood plain, 4 — slopes, 5 — dunes, 6 — contemporary channel of the Mień river, 7 — numbers of the Vistula terraces, 8 — altitudes in m a. s. l.

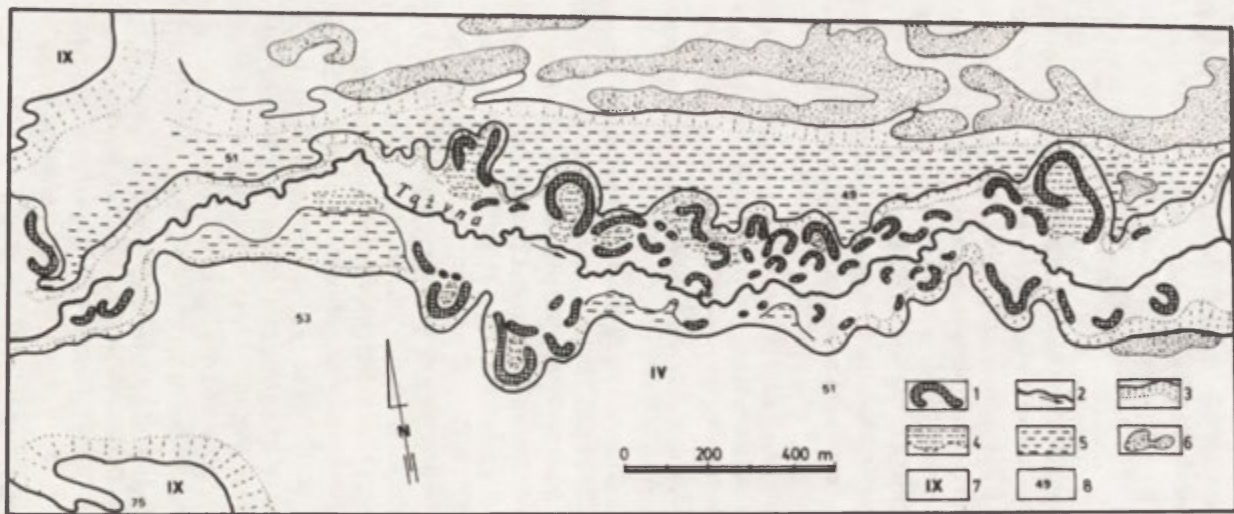
niższego dna doliny Mienia występują również ślady starych koryt rzeki meandrującej lecz o znacznie mniejszych rozmiarach. Można tu zatem mówić o dwóch generacjach wiekowych meandrów, a także o stopniowym zmniejszaniu się wielkości przepływu analizowanej rzeki.

Tążyna

Tążyna w odróżnieniu od Zgłowiączki odwadnia północno-wschodnią część Wysoczyzny Kujawskiej i uchodzi do Wisły pod Ciechocinkiem. Jej dolina, usytuowana pomiędzy fazą kujawską od północy i radziejowską od południa, była już przedmiotem zainteresowań geomorfologów. Dotyczyły one przede wszystkim jej roli w odprowadzaniu wód roztopowych podczas deglacjacji tego obszaru. Z problemem tym wiąże się ściśle zagadnienie stosunku doliny do kontaktującej się z nią równoleżnikowej płytkiej doliny wód roztopowych zwanej doliną parchańską, opisywaną już wcześniej (Niewiarowski 1968, 1983, Niewiarowski i Tomczak 1973, Wiśniewski 1973, 1976, Kostrzewa 1981). Nie zajmowano się natomiast bliżej kwestią stosunku ujściowego odcinka doliny Tążyny wykształconego w obrębie teras Wisły do jej najbliższego zaplecza w obrębie wysoczyzny. Dlatego szczegółowym kartowaniem objęto odcinek doliny Tążyny od jej kontaktu z wymienioną wyżej doliną parchańską (około 20 km).

W obrębie przykrawędziowej strefy wysoczyzny Tążyna płynie w rozległym obniżeniu o szerokości 3—4 km, w którym stwierdzono występowanie 4 poziomów płynięcia wód. Podobną ich liczbę stwierdził wcześniej J. Kostrzewa (1981), nie podał on jednak wystarczająco dokładnie ich wysokości. Licząc od góry są one następujące: I — 85—88 m npm., II — 79—82 m npm., III — 74—76 m npm., IV — 70—72 m npm. Najniższy poziom stanowi rozległe współczesne dno obniżenia, w którym płynie Tążyna. Dyskusyjna jest dotychczasowa interpretacja genezy wymienionych poziomów, a szczególnie rodzaju i kierunków płynięcia wód, które doprowadziły do ich powstania. Dla problematyki niniejszej pracy zagadnienia te nie są jednak najważniejsze, dlatego zostaną pominięte. Wydaje się natomiast ważna kwestia określenia charakteru genetycznego wspomnianego obniżenia wykorzystywanego przez Tążynę oraz odpowiedź na pytanie, które z wymienionych poziomów można skorelować z etapami rozwoju doliny Tążyny w obrębie doliny Wisły, a dokładniej określając — Kotliny Toruńskiej.

Stosunki hipsometryczne dwóch najwyższych poziomów oraz ich cechy morfologiczne pozwalają przypuszczać, że ukształtowały je wody roztopowe płynące z północy, z Kotliny Toruńskiej. Poziom niższy 74—76 m npm., występujący w postaci porozcinanych wysp, nawiązuje swoją wysokością do najwyższego poziomu w kotlinie i być może, że na tej wysokości wody w obrębie analizowanej formy skierowały się po raz pierwszy na północ. Z powstaniem najniższego poziomu 70—72 m npm. rozpoczyna się dopiero historia doliny Tążyny. Poziom ten ma bowiem swoją kontynuację w wyraźnej terasie rzecznej o wysokości 71—67 m npm. w obrębie tego odcinka doliny Tążyny, gdzie rzeka wpływa w obręb kotliny. Od tego miejsca rozpoczyna



Ryc. 8. Fragment dna doliny w ujściowym odcinku Tążyny: 1 — stare koryto meandrowe, 2 — współczesne koryto Tążyny, 3 — zbocza, 4 — terasa nadzalewowa, 5 — słabo wykształcona erozyjna terasa Tążyny, 6 — wydmy, 7 — numery teras Wisły, 8 — wysokości w m npm.

Part of valley floor at the Tążyna junction stretch: 1 — old meandering channels, 2 — contemporary channel of the Tążyna river, 3 — slopes, 4 — overflood plain, 5 — poorly formed erosional terrace of the Tążyna river, 6 — dunes, 7 — numbers of the Vistula terraces, 8 — altitudes in m a. s. l.

się właściwa dolina Tążyny o typowych cechach rzeźby fluwialnej. Zapleczem dla powstania tej doliny było więc rozległe obniżenie w obrębie wysoczyzny stanowiące północne odgałęzienie doliny parchańskiej, dla którego predyspozycją mogły być licznie spotykane tu zagłębienia wytopiskowe, obecnie wypełnione osadami organicznymi. Formę tę przekształciły wody roztopowe związane, jak należy sądzić, z deglacją Kotliny Toruńskiej i sąsiadujących wysoczyzn.

Tążyna, wpływając w obręb Kotliny Toruńskiej, na 15-kilometrowym odcinku rozcina 4 poziomy terasowe Wisły. Początkowo w obrębie dwóch najwyższych poziomów Wisły (75—77 i 70—73 m npm.), wcina się na głębokość 13—14 m, tworząc krętą, bardzo malowniczą dolinę. W końcowym fragmencie wcina się już tylko na głębokość 6 m w terasę IV (50—52 m npm.), po czym wpływa na terasę zalewową Wisły 40—41 m npm. W obrębie wymienionych poziomów Kotliny Toruńskiej zmienia się w istotny sposób charakter morfologiczny doliny Tążyny. W dwóch najwyższych poziomach dolina ma zmienią szerokość, dochodzącą nawet do 800 m. W głęboko wciętej dolinie występują dwie terasy o dużych nachyleniach w kierunku ujścia rzeki. Najwyższy poziom terasowy rozpoczyna się na granicy wysoczyzny i doliny na wysokości 71 m npm., a kończy po 4 km na wysokości 60 m npm. W tym miejscu podcięty jest on przez niższy poziom 64—58 m npm. Na obu terasach nie znaleziono śladów typowego rozwinięcia się układów koryt rzeki meandrującej lub roztokowej. Dopiero we wciętych w wymienione terasy wąskim dnie doliny można wyznaczyć kształty starych koryt meandrującej rzeki o znacznie większych parametrach w stosunku do współczesnych meandrów Tążyny w tym miejscu. Zdecydowanie inne oblicze morfologiczne ma ta dolina w obrębie terasy IV Wisły. Tu na długości 3,5 km tworzy ona stosunkowo prosty odcinek doliny o szerokim dnie, w którym zachowały się liczne ślady intensywnej meandrującej rzeki (ryc. 8). W jego dnie, podobnie jak w przypadku Zgłowiączki, wydzielić można niewielkie fragmenty terasy nadzalewowej o wysokościach względnych 1—2 m. Parametry geometryczne tych zakoli oraz cechy litologiczno-morfologiczne dna w obrębie tego odcinka doliny Tążyny są bardzo zbliżone do opisanego już fragmentu doliny Zgłowiączki, wykształconego w terasie VII Wisły (ryc. 3). Podobieństwo to pozwala sądzić nie tylko o podobnym reżimie hydrologicznym tych rzek, ale — jak się wydaje — również o podobnym czasie ich kształtowania się.

Tążyna wpływając na terasę zalewową Wisły nie zdążyła jeszcze wytworzyć swojej doliny — płynie korytem wciętych na głębokość 2—3 m. W niektórych jego fragmentach zaobserwować jednak można tworzenie się współcześnie inicjalnych wąskich listew terasy zalewowej. Jest więc to typowy odcinek doliny w początkowym etapie swojego rozwoju.

Niektóre cechy ewolucji procesów fluwialnych w badanych ujściowych odcinkach dolin

Charakterystyka morfogenetyczna ujściowych odcinków trzech dopływów Wisły wskazała na kilka podobieństw i różnic w ich rozwoju. Istotną współ-

ną ich cechą jest fakt, że w ich przebiegu można wyróżnić dwa różne pod względem genezy odcinki. W obrębie wysoczyzn rzeki te wykorzystują formy pochodzenia glacialnego, mniej lub bardziej je przekształcając.

Właściwe doliny badanych rzek funkcjonują jedynie w obrębie teras doliny Wisły i one właśnie mają duże znaczenie dla analizy przebiegu procesów fluwialnych. W ich obrębie wyróżniono szereg teras. Porównując ich cechy morfologiczno-geologiczne, a także wzajemne stosunki hipsometryczne pomiędzy nimi a terasami Wisły, można wyróżnić terasy oraz odcinki dolin, które rozwijały się synchronicznie w podobnych warunkach paleohydrologicznych (ryc. 9). Przykładem takiej sytuacji mogą być opisane już odcinki analizowanych dolin, w których rzeki te w ciągu długiego cyklu meandrowania wytworzyły szerokie doliny z licznymi śladami tego typu paleokoryt w poziomie współczesnego dna oraz terasy nadzalewowej. Należy tu odcinek Zgłowiączki w obrębie terasy VII Wisły, Mienia VII/VI oraz Tążyny w terasie IV (ryc. 3,7,8). Wymienione terasy Wisły mają podobne wysokości względne w stosunku do obecnego poziomu rzeki, tym samym więc podobny jest ich spadek w profilu podłużnym doliny Wisły do spadku współczesnej rzeki (ryc. 9). Fakty te w powiązaniu z opisanym już podobnym sposobem wykształcenia ujściowych odcinków badanych dolin w obrębie wymienionych poziomów Wisły, pozwalają uznać te terasy za powstałe w tym samym przedziale czasowym. Analizowane dopływy Wisły w wyróżnionych fragmentach dolin meandrowały co najmniej od allerödu, co wywnioskować można na podstawie datowań osadów organicznych z doliny Zgłowiączki oraz zbliżonego charakteru litologiczno-morfologicznego den dolin szczególnie wyraźnie rysującego się w przypadku Zgłowiączki i Tążyny. Nieco inna jest sytuacja w dolinie Mienia. Stwierdzono tu również paleomeandry o zbliżonych parametrach geometrycznych do zakoli Zgłowiączki i Tążyny, które usytuowane są jednak również na wyższym w stosunku do nadzalewowego poziomu 50—69 m n.p.m., a wysokości względnej 3—4 m. Wydaje się zatem, że w analogicznym okresie tendencja erozyjna tej rzeki była większa niż pozostałych rzek. Wpływa na to prawdopodobnie wyraźnie większy spadek dna doliny Mienia ($1.6/x$) w porównaniu ze spadkiem Zgłowiączki i Tążyny (ryc. 9). Różnice te wynikają z wyższego o 10—15 m zalegania powierzchni Wysoczyzny Dobrzyńskiej w stosunku do Wysoczyzny Kujawskiej. Tak więc ten sam impuls erozyjny związany z obniżeniem się poziomu Wisły wywołał większą erozję w prawostronnym dopływie (Mienia) w porównaniu z lewostronnymi (Zgłowiączką i Tążyną).

Analizując profile podłużne badanych rzek (ryc. 9), można zauważyć, że liczba teras nie zwiększa się w kierunku ich ujść, jak to ma miejsce w wielu innych dolinach Niżu Polskiego. Zjawisko to wynika z faktu, że doliny tych rzek rozwijały się stopniowo w kierunku ujścia i wydłużały się w miarę jak Wisła schodziła na coraz to niższe poziomy. Tak więc impulsy erozyjne posuwające się w górę dopływów były częściowo niwelowane odwrotnym procesem, związanym z wydłużaniem się dolin w kierunku ich ujść. Ten fakt wyjaśnia, dlaczego w badanych dolinach występuje w zasadzie tylko jeden poziom o dużym spadku w profilu podłużnym doliny, jak np. w dolinie

Mienia. W dolinie Tążyny poziom ten można z kolei podzielić na trzy odcinki, które w profilu podłużnym schodzą niewielkimi stopniami.

Proces kształtowania się analizowanych dolin w obrębie doliny Wisły rozpoczął się dopiero w początkach późnego glacjału, a jego podstawowy etap zakończył już u jego schyłku. Wynika to z datowań osadów wyższych teras Wisły (Skompski 1969) oraz z datowań osadów najniższych teras w obrębie tej doliny. Problematykę tę porusza E. Drozdowski (1974), datując powstanie terasy nadzalewowej wyższej w rejonie Basenu Grudziądzkiego na wczesną fazę allerödu. Terasa zalewowa Wisły, jak wynika z datowań, na początku holocenu była już w dużym stopniu ukształtowana (Drozdowski i Berglund 1976; Wiśniewski 1982; Tomczak 1982). Intensywna erozja i obniżanie się Wisły w późnym glacjale związane jest z dokonaniem się przełomu tej rzeki początkowo z Kotliny Płockiej do Toruńskiej (Wiśniewski 1976), a następnie na północ do zastoiska bałtyckiego. Te fakty spowodowały równie intensywną erozję wsteczną w ujściowych odcinkach Zgłowiączki, Mienia i Tążyny.

Na zakończenie warto jeszcze zastanowić się nad zagadnieniem typów koryt formujących badane odcinki dolin oraz nad ogólnymi tendencjami przebiegu procesów fluwialnych.

Jak już wspomniano, badane doliny kształtowane były przede wszystkim przez rzeki meandrujące co najmniej od allerödu. Jest to kolejne istotne stwierdzenie w toczącej się dyskusji na temat wieku i przyczyn zmian typu układu koryt z roztokowego na meandrujące w przedziale późny glacjał-holocen (Kozarski i Rotnicki 1978, Falkowski 1975, Mycielska-Dowgiałło 1972, Szumański 1972, 1981). Parametry geometryczne starych meandrów, znacznie większe od obecnych, pozwalają wnioskować o znacznie większym przepływie wód tych rzek u schyłku późnego glacjału co jak już wspomniano, mogło być wynikiem nie tylko czynników klimatycznych, lecz również uwarunkowań genetycznych wysoczyznowych odcinków analizowanych dolin.

W obrębie badanych dolin nie stwierdzono śladów częstych pionowych zmian położenia rzek i związanych z nimi cyklów erozji i akumulacji. Dominowała tu zdecydowanie tendencja erozyjna, szczególnie w późnym glacjale. Malą ona w holocenie, w którym (zwłaszcza u schyłku) następowała stopniowa stabilizacja pionowa den dolin. Wniosek ten znajduje między innymi potwierdzenie w budowie geologicznej, bowiem osady przyrostu pionowego (facji powodziowej) niwelują często pierwotnie bardziej zróżnicowaną rzeźbę badanych den dolin.

LITERATURA

- Andrzejewski L. 1984, *Dolina Zgłowiączki — jej geneza oraz rozwój w późnym glacjale i holocenie*, Dok. Geogr., 3.
- Drozdowski E. 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geogr. IG PAN, 104.
- Drozdowski E., Berglund B. E. 1976, *Development and chronology of lower Vistula river valley*, North Poland, Boreas, 5.

- Falkowski E. 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, Biul. Geol., 19.
- Galon R. 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle dolnego Powiśla*, Prace Inst. Geogr. Univ. Poznań., 12—13.
- Galon R. 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, Studia Soc. Sci. Torun., Sec. C, 1, 6.
- Galon R. 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Polish Academy of Sciences, Inst. Geogr., Studies, 29.
- Galon R. 1968, *Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych*, Przegl. Geogr., 40, 4.
- Galon R. 1972, *Pojezierza Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne (w:) Geomorfologia Polski*, t. 2, Niż Polski, Warszawa.
- Jahn A. 1956, *The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits*, Przegl. Geogr., 28, Supplement.
- Kostrzewa J. 1981, *Morfogeneza doliny Tążyny*, Przegl. Geogr., 53, 4.
- Kozarski S. 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty*, PTPN, Wyd. Mat.—Przr., Prace Komisji Geogr.—Geol., 2.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocеноskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PTPN, Wyd. Mat.—Przr., Prace Kom. Geogr.—Geol., 19.
- Lenczewicz S. 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace PIG, 2, 2, Warszawa.
- Liberacki M. 1969, *Mapa geomorfologiczna w skali 1:50000 ark. Lipno*, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IG i PZ PAN Toruń.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1972, *Stages of Holocene evolution of the Vistula valley on the background of its older history in the light of investigation carries out near Tarnobrzeg (w:) Excursion Guide-Book, Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene „Changes in the paleogeography of valley floors of the Vistula drainage basin during Holocene”, 2nd Part-The Polish Lowland.*
- Niewiarowski W. 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Studia Soc. Sci. Torun., Sec. C, 6, 5.
- Niewiarowski W. 1983, *The origins and development of marginal channels and valleys: a case study of the Kuyavian Lake District (w:) Studies in Quaternary Geomorphology*, d. D. J. Briggs, R. S. Waters, International Symposia Series.
- Niewiarowski W., Tomczak A. 1973, *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i okolic*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., X.
- Penck A. 1938, *Das Klima der Eiszeit*, Verh. III Intern. Quart. Konf., Wien 1936.
- Skompski S. 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej, Z badań czwartorzędu w Polsce*, 12, Biul. PIG, 220.
- Soergel W. 1921, *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin.
- Schumm S. A. 1965, *Quaternary paleohydrology. The Quaternary of the United States, A review volume for the VII Congress INQUA*, Princeton, New Jersey.
- Szumański A. 1972, *Changes in the development of the Lower San channel pattern in the Late Pleistocene and Holocene. Excursion Guide-Book, Symposium of the INQUA Commission on Studies of the Holocene „Changes in the paleogeography of valley floors of the Vistula drainage basin during Holocene”, 2nd Part — The Polish Lowland.*
- Szumański A. 1981, *Holocenska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem*, Przegl. Geogr., 53, 1.
- Tomczak A. 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and Holocene*, Geographical Studies, Special Issue, 1.
- Wiśniewski E., 1973, *Zagadnienie przelomu Wisły pomiędzy Kotliną Płocką i Kotliną Toruńską*, Kwart. Geol., 17, 4.

- Wiśniewski E. 1976. *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. IG PAN, 104.
- Wiśniewski E. 1982. *The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15000 years*, Geographical Studies, Special Issue, 1.

ЛЕОН АНДЖЕЕВСКИ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮВИАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ В ПОЗДНЕМ ЛЕДНИКОВОМ ПЕРИОДЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ВЫБРАННЫХ УЧАСТКОВ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ ПРИТОКОВ НИЗОВЬЯ Р. ВИСЛЫ

Статья содержит морфологическую характеристику трёх притоков Вислы: Згловёнчки, Мени и Тонжины (рис. 1), на фоне которой рассмотрены некоторые проблемы функционирования флювиальной системы, т.е. притоков и главной реки в позднем ледниковом периоде и глациале. Исследования доказали, что в вышеупомянутых долинах можно выделить два, разные с точки зрения генезиса, участки. В пределах возвышенностей эти реки используют формы ледникового происхождения, зато настоящие долины исследуемых рек функционируют лишь в пределах террас долины Вислы. На участках вблизи устья исследуемых притоков выделено ряд террас. Сравнивая их морфологическо-геологические черты, а также гипсометрические взаимосвязи между ними и террасами Вислы, можно выделить террасы и участки долин, которые формировались синхронически в похожих палеогеографических условиях (рис. 9). Такая ситуация имеет место на участках долин, где эти реки в течение долгого процесса формирования меандров образовали широкие долины с многими следами того типа палеорусел на уровне современного дна, а также террасы выше бассейна. Принадлежит здесь участок Згловёнчки в пределах террасы VII Вислы, Мени VII и VI, а также Тонжины на террасе IV (рис. 3, 7, 8). Вышеуказанные террасы Вислы имеют подобные относительные высоты по отношению к актуальному уровню реки, следовательно, их уклон в продольном профиле долины Вислы похож на современный уклон реки (рис. 9).

Анализируемые притоки Вислы в выделенных долинных фрагментах делали меандры, по крайней мере, от Аллерода, что можно определить на основе датировки органических отложений из долины Згловёнчки (рис. 3), а также сближенного литологическо-морфологического характера дна долин, особенно выразительного в случае долины Згловёнчки и Тонжины. Анализируя продольные профили исследуемых рек (рис. 9), можно заметить, что количество террас не увеличивается в направлении их устья, как это имеет место во многих других долинах Польской Низменности. Это явление вытекает из факта, что долины этих рек формировались постепенно в направлении устья и растягивались по мере как Висла снижалась на всё низшие уровни. Итак, эрозионные импульсы, продвигающиеся вверх притоков, были частично нивелированы противоположным процессом, связанным с растягиванием долин в направлении устья. В пределах исследуемых долин не обнаружены следы частых вертикальных изменений расположения рек и связанных с ними циклы эрозии и аккумуляции. Преодолевала здесь явно эрозионная тенденция, особенно в позднем ледниковом периоде. Она уменьшалась в голоцене, а в конце этого периода началась постепенная вертикальная стабилизация дна долин.

LEON ANDRZEJEWSKI

SOME ISSUES OF THE FORMATION OF THE FLUVIAL SYSTEM
IN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE ON THE BASIS OF
SELECTED LOWER STRETCHES OF THE LOWER VISTULA TRIBUTARIES

The article presents the morphogenetic characteristics of three tributaries of the Vistula river: the Zgłowiączka, Mień and Tażyna rivers (Fig. 1) which have provided the background for the discussion of some aspects of the functioning of the fluvial system, i. e. tributaries and the main river in the Late Glacial and Holocene Period. Research has proved that in the course of those valleys it is possible to distinguish two stretches whose genesis is different. Within high plains those rivers make use of forms of a glacial origin, while the proper valleys of the investigated rivers function only within the Vistula valley terraces. A number of terraces have been distinguished in junction stretches of the investigated tributaries. Through a confrontation of their morphological and geological characteristics as well as mutual hypsometric relations between them and the Vistula terraces, it is possible to distinguish terraces and valley stretches which developed synchronically under similar palaeohydrological conditions (Fig. 9). Such a situation takes place in those valley stretches where those rivers, during a long cycle of meandering, formed broad valleys with numerous traces of such paleochannels at the level of the contemporary floor and overflow plain. An example of such a situation may be provided by the Zgłowiączka stretch within the Vistula terrace VII, the Mień terrace VII and VI and the Tażyna terrace IV (Figs. 3, 7, 8). These Vistula terraces are characterized by similar relative altitudes in relation to the present river level, and, thus their stream gradient in the long profile of the Vistula valley is similar to the stream gradient of the contemporary river (Fig. 9).

The analysed Vistula tributaries meandered in the distinguished parts of their valleys at least since Allerød which can be inferred from the datings of organic sediments from the Zgłowiączka valley (Fig. 3) and a similar lithological and morphological character of valley floors which is particularly clear in the case of the Zgłowiączka and Tażyna valleys. While analysing the long profiles of the investigated rivers (Fig. 9), one can notice that the number of terraces does not increase towards their junctions as it is the case in many other valleys of the Polish Lowland. This phenomenon results from the fact that those river valleys developed gradually towards their junctions and extended as the Vistula reached ever lower levels. Thus, erosional impulses moving upstream from the tributaries were partially levelled by a reverse process connected with the extension of valleys towards their junctions.

No traces of frequent vertical changes in the river's situation and erosion and accumulation cycles connected with them have been recorded within the investigated valleys. The erosional tendency was firmly prevailing there, especially in the Late Glacial Period, to decrease in the Holocene when the vertical valley bottom stability gradually progressed towards the end of the period.

Translated by *Aneta Dylewska*

ZYGMUNT BABIŃSKI
LEO KOUTANIEMI (FINLANDIA)

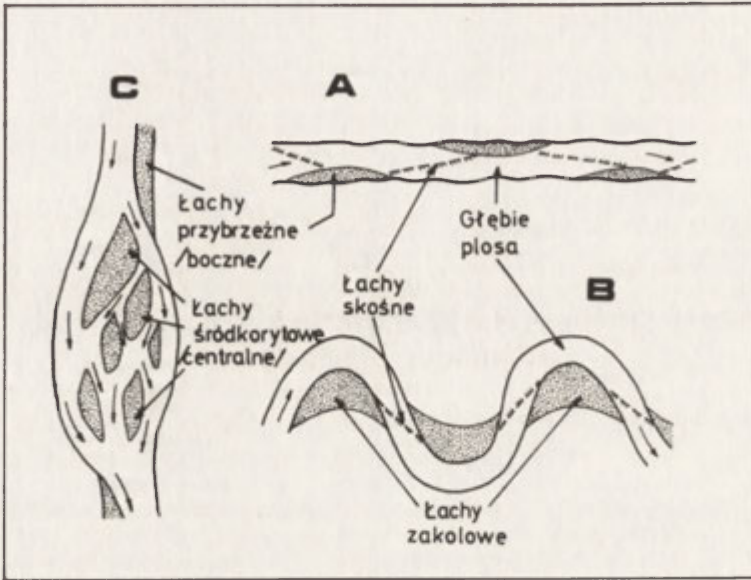
Rozwój procesów korytowych rzek Oulanki i Ivalo (Północna Finlandia)

*The development of fluvial processes of the Oulanka and Ivalo rivers
(N Finland)*

Zarys treści. W opracowaniu przedstawiono zagadnienie rozwoju procesów korytowych rzek Północnej Finlandii na przykładzie Oulanki i Ivalo oraz częściowo rzeki Tana (Pn Norwegia) w okresie holocenu. Scharakteryzowano przestrzenne zróżnicowanie typów koryt wraz z układem mezoforn korytowych. Wskazano na tendencje dalszego rozwoju koryt.

Wprowadzenie

Proces transportu materiału dennego w korytach rzek aluwialnych uwiadcza się w postaci form korytowych. W zależności od charakteru transportu i zmian w transporcie utworów piaszczystych, wywoływanych głównie wahaniami klimatu (szata roślinna), budową geologiczną oraz wpływem człowieka, następuje przekształcanie form wraz ze zmianą ich dominacji w korycie, co wiąże się z kolei ze zmianą typu koryta. Na ogół wyróżnia się trzy typy koryt rzecznych: prostolinijne, meandrujące i roztokowe (Leopold i Wolman 1957, Allen 1965). W korycie prostolinijnym, często uregulowanym (Babiński 1982), dominującymi formami są łachy boczne (ryc. 1A). Ich naprzemianległy układ powoduje, że w okresie średnich, a zwłaszcza niskich stanów wody nurt rzeki nieznacznie meandruje. Stwarza to dogodne warunki do tworzenia się klasycznych łach skośnych łączących łachy boczne oraz do wykształcenia się w ich sąsiedztwie plos. Od tego momentu można mówić o wstępnej fazie rozwoju koryta rzeki w kierunku meandrowania. Dominującymi formami rzek meandrujących są łachy zakolowe (ryc. 1B). Łachy te są ściśle związane z brzegami wypukłymi koryta, zaś przeciwstawne im plosa — z brzegami wklęsłymi. Oprócz nich występują łachy skośne, których układ uzależniony jest od krzywizny łuku meandru. Inny rodzaj transportu rzecznego mają rzeki roztokowe (ryc. 1C). Rzeki roztokowe cechują się dużym nagromadzeniem łach centralnych lub wysp, dzielących koryto w okresie niskich stanów wody na wiele ramion bocznych. Ten typ koryta powstaje przy dużych wahaniami stanów wody i obciążeniu transportowanym rumowiskiem. Należą do nich głównie rzeki proglacjalne.



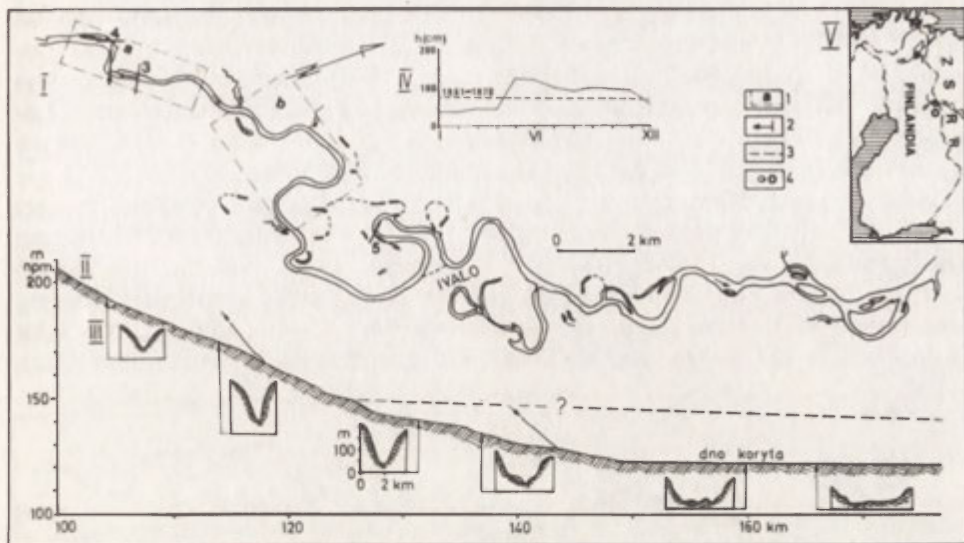
Ryc. 1. Typy koryt rzecznych i układy mezoform korytowych według Allena (1965): A – rzeka prostolinijna, B – rzeka meandrująca, C – rzeka roztokowa (dzika)
Types of river channels and patterns of fluvial mezoforms according to Allen (1965): A – straight channel, B – meandering channel, C – braided channel

Koryta skalne różnią się znacznie od koryt rzek aluwialnych. Ich przebieg może być różny: od prostego poprzez zygzakowaty do krętego, gdyż nawiązują one do budowy geologicznej i struktury podłoża. W korycie występują liczne szypoty i wodospady, co sprawia że profil podłużny dna jest niewyrównany. W dnie koryta występują lite skały lub głazy i żwiry, a łachy piaszczyste pojawiają się sporadycznie. Ten typ koryta jest charakterystyczny dla obszarów górskich lub terenów o małej miąższości utworów aluwialnych.

Celem tego artykułu jest określenie prawidłowości w rozwoju koryt i transporcie rumowiska dwóch fińskich rzek: Oulanki i Ivalo. Studia przeprowadzono dla wybranych i reprezentatywnych odcinków koryt leżących w strefie dolin wypełnionych utworami fluwioglacjalnymi. W analizie pominięto górne odcinki rzek, ponieważ płyną one w korytach skalnych. W celu prawidłowej interpretacji wyników wykorzystano również zdjęcia lotnicze. Zdjęcia lotnicze i fotografie zostały wykonane w okresie średnich stanów wody.

Ogólna charakterystyka geomorfologiczna badanych dolin rzecznych

Dolina rzeki Oulanki położona jest na obszarze Płaskowyżu Kuusamo w centralno-wschodniej części Finlandii (ryc. 2-V). Powstała ona, według J. Talvitie i H. Paarma (1973) na linii pęknięcia tektonicznego, przemode-



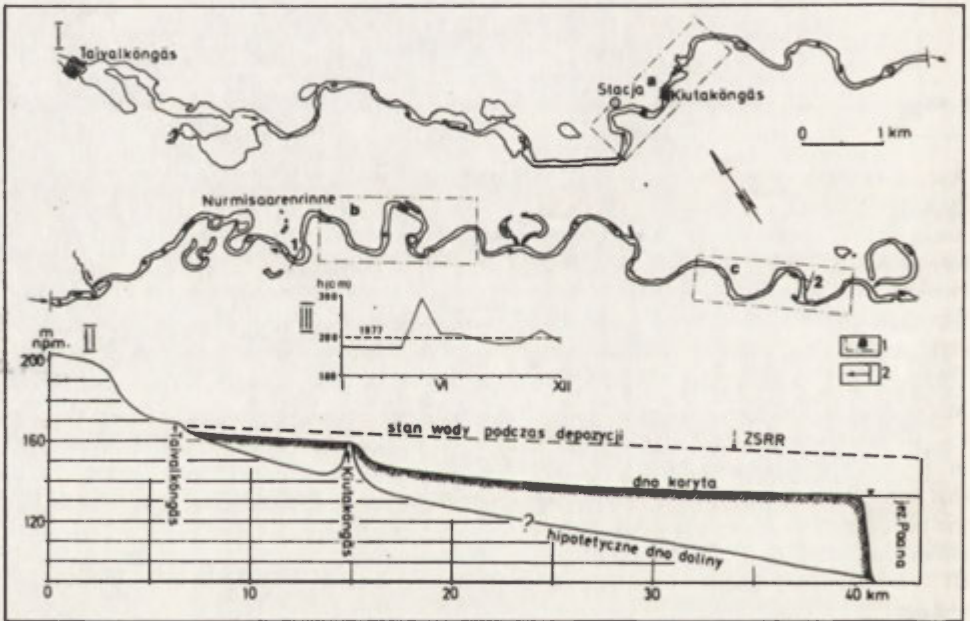
Ryc. 2. Charakterystyka morfologiczno-hydrologiczna badanego odcinka rzeki Ivalo: I — szkic sytuacyjny koryta rzeki Ivalo: 1 — odcinki szczegółowej analizy przedstawione w formie sytuacji a-b na rycinie 5, 2 — miejsca i kierunki wykonanych fotografii (cyfra oznacza numer fotografii); II — dolny fragment profilu podłużnego dna koryta Ivalo i niektórych dopływów (według: Koutaniemi i Luoma-aho, 1983 — uproszczony); 3 — przybliżony stan wody podczas depozycji materiału fluwiogłacialnego; III — schematyczne przekroje poprzeczne przez dolinę rzeki Ivalo; IV — przebieg średnich miesięcznych i rocznych stanów wody dla wielolecia 1961–1970, w cm; V — zlewnie rzek objętych analizą (4): O — Oulanka, I — Ivalo, T — Tana

Morphological and hydrological characteristics of the investigated stretch of the Ivalo river: I — planimetric sketch of the Ivalo river channel: 1 — stretches of detailed analysis presented in the form of planimetry a-b in Fig. 5, 2 — locations and directions of photographs taken (figure indicates photograph number); II — lower part of the long profile of the bottom of the Ivalo channel and some tributaries (according to Koutaniemi and Luoma-aho, 1983 — simplified version), 3 — approximate water level during the deposition of fluvioglacial material; III — schematic cross sections through the Ivalo river valley; IV — variation of mean monthly and annual water levels for the many-year period 1961–1970, in cm; V — river basins covered by analysis (4): O — the Oulanka river, I — the Ivalo river, T — the Tana river

lowanego przez erozję glacialną. Następnie forma ta podobna do fiordu o szerokości 1,5–2,5 km, została wypełniona utworami fluwiogłacialnymi w czasie deglacjacji w warunkach supraakwalnych (Koutaniemi 1982, Koutaniemi i Luoma-aho 1983). W chwili obecnej powierzchnia tego wypełnienia piaszczysto-żwirowego zalega na wysokości 160–180 m n.p.m., uwzględniając również izostatyczny ruch wznoszący terenu po ustąpieniu lądolodu (Koutaniemi 1981, 1983) — rycina 3-II. Wcinanie się rzeki w utwory fluwiogłacialne rozpoczęło się 9500–9300 lat temu (Koutaniemi 1983). W ciągu pierwszych 6800 lat rzeka wcięła się do głębokości 20 m, a w ciągu dalszych 2700 lat tylko o 2 m. W trakcie obniżania się dna następowało przekształcanie koryta z typu roztokowego na meandrujący. Obecne dno doliny,

o szerokości 0,5—1,0 km, leży około 100 metrów poniżej poziomu otaczającego płaskowyżu. Odznacza się dużą wartością współczynnika krętości koryta (39%) i doliny (48%) — (Mansikkaniemi 1970). Spadek dna doliny wynosi na badanym odcinku średnio $3,9 \text{ m} \cdot \text{km}^{-1}$ i jest nierównomierny. Łożysko rzeki obejmuje terasę zalewową o wysokości około 4 m i koryto o szerokości 100—120 m (w okresie stanów powodziowych).

Dolina rzeki Ivalo zajmuje część wielkiej depresji tektonicznej zwanej Basenem Ivalo, usytuowanej w północnej części Finlandii (ryc. 2-V). Basen ten był zalany przez wody Morza Arktycznego w późnym glacie (około 9500 lat BP). W warunkach supraakwalnych następowało wypełnianie doliny materiałem glaciofluwialnym do wysokości 140—150 m npm. na odcinku o długości ponad 30 km (Koutaniemi 1982, Koutaniemi i Luoma-aho 1983).



Ryc. 3. Charakterystyka morfologiczno-hydrologiczna badanego odcinka Oulanki: I — szkic sytuacyjny koryta Oulanki: 1 — odcinki szczegółowej analizy przedstawione w formie sytuacji a-c na rycinie 4, 2 — miejsca i kierunki wykonywanych fotografii (cyfra oznacza numer fotografii); II — analizowany fragment dna doliny Oulanki — hipotetyczne dno doliny oraz stan wody podczas depozycji materiału fluwioglacialnego (według: L. Koutaniemi, 1980 uproszczony); III — przebieg średnich miesięcznych i roczny (1977) stanów wody, w cm

Morphological and hydrological characteristics of the investigated stretch of the Oulanka river: I — planimetric sketch of the Oulanka channel: 1 — stretches under detailed analysis presented in the form of planimetry a-c in Fig. 4, 2 — locations and directions of photographs taken (figure indicates photograph number); II — analysed part of the Oulanka valley floor — hypothetical valley floor and water during the deposition of fluvioglacial material (according to Koutaniemi, 1980 — simplified version) III — variation of mean monthly and annual (1977) water level, in cm

W ten sposób dolina została wypełniona masą utworów piaszczysto-żwirowych o miąższości 25–30 m ponad poziom współczesnego zwierciadła wody (ryc. 2-II). Należy dodać, że dokładna głębokość dna doliny sprzed okresu jej wypełniania zarówno dla rzeki Ivalo jak i Oulanki jest nieznaną. Na rycinach 2-II i 3-II zaznaczono jedynie hipotetyczny jej przebieg. Od okresu borealnego następował proces wcinania się rzeki i przekształcania koryta z roztokowego na meandrujący. Proces ten przebiegał podobnie jak na terytorium Polski (Kozarski i Rotnicki 1978), choć z pewnym opóźnieniem. Obecnie dno doliny na całym odcinku ma średni spadek 3 m km^{-1} przy nierównomiernym, zróżnicowanym przebiegu profilu podłużnego (ryc. 2-II). Jedynie dolny odcinek koryta o charakterze meandrowym ma przebieg wyrównany o spadku $0,1\text{--}0,2 \text{ m km}^{-1}$ (Koutaniemi i Luoma-aho 1983) (ryc. 2-II).

Charakterystyka hydrologiczna rzek

Rzeka Oulanka, co po lapońsku znaczy rzeka powodziowa, bierze swój początek ze źródeł położonych na wysokości około 285 m. Tworzy zlewnię o powierzchni 1955 km^2 , natomiast z dopływami 5625 km^2 i uchodzi do jeziora Paana, leżącego na terytorium ZSRR (zlewisko Morza Białego). W skład tej zlewni wchodzi tylko 4,7% powierzchni jezior, co ma niewątpliwie duży wpływ na zjawiska hydrologiczne rzeki. Oulanka ma ustrój hydrologiczny śnieżny-prosty z wyraźnym maksimum stanów wody w okresie roztopów (Koutaniemi i Rachocki 1976). Średni roczny przepływ za okres 1966–1970 wynosi $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($h = 197 \text{ cm}$), natomiast maksymalny 462, a minimalny $4,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Koutaniemi 1983). Typowy przebieg stanów wody w ciągu roku 1977 przedstawiono na rycinie 3-III. Na ogół stany wody w ciągu roku są wyrównane. Jedynie w czasie wiosennych roztopów (maj) występuje gwałtowny przybór wody przekraczający o 2–2,5 m stany średnie, powodujący rozległe powodzie. Wówczas w korycie następuje intensywny proces przekształcania dna koryta.

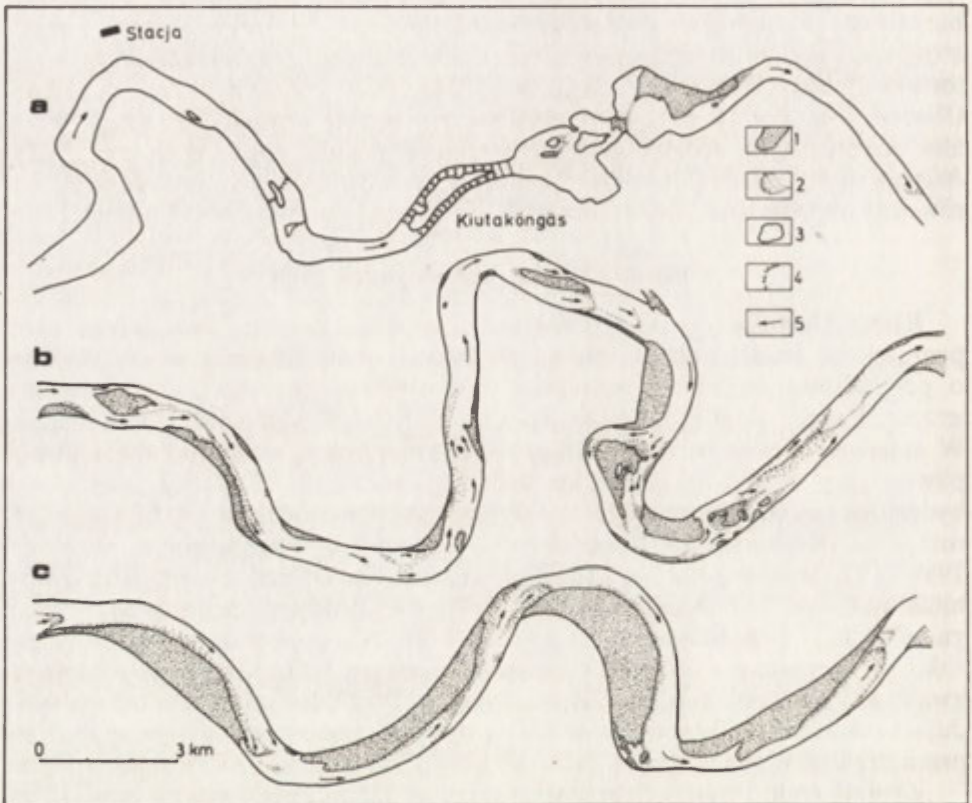
Zlewnia rzeki Ivalo, o najwyższym punkcie 555 m n.p.m. i najniższym 119 m n.p.m. (jezioro Inari), stanowi część systemu rzeki Paatsjoki o całkowitej powierzchni 4400 km^2 , należącej do zlewiska Morza Arktycznego (ryc. 2-V). Zlewnia ma podobne cechy jak zlewnia Oulanki. Dotyczy to również zjawisk hydrologicznych, co można między innymi stwierdzić porównując przebiegi stanów wody Oulanki (ryc. 3-III) i Ivalo (ryc. 2-IV). Średni roczny przepływ za okres 1961–1970 wynosi $38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($h = 72,5 \text{ cm}$), zaś maksymalny $682 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($h = 275 \text{ cm}$) (*Hydrological Yearbook...*, punkt pomiarowy Toloskoski). Przebieg stanów wody w ciągu roku jest wyrównany (ryc. 2-IV) z jednym maksimum w okresie wiosennym. Wówczas woda podnosi się o z górą 2 m ponad średni stan, zalewając poziom terasy zalewowej.

Przebieg współczesnych procesów korytowych dolnych odcinków rzek

Analizowany obszar dna doliny Oulanki, ze względu na charakter koryta i związany z nim układ mezofর্ম korytowych, można podzielić na trzy

odcinki:

- a) górny, pomiędzy wodospadami Taivalköngäs i Kiutaköngäs,
- b) środkowy, od Kiutaköngäs do Nurmisaarenrinne i
- c) dolny, poniżej Nurmisaarenrinne w dół rzeki do granicy z ZSRR (ryc. 3 i 4).



Ryc. 4. Typy koryt i układy mezoform korytowych Oulanki w czasie średnich stanów wody w lipcu 1977 r.: 1 — wynurzone fragmenty łach zbudowanych generalnie: a — ze żwirów i głazów, b — ze żwiru i piasku, c — z utworów piaszczystych, 2 — zanurzone fragmenty łach, 3 — wyspy, 4 — wodospady, 5 — kierunki płynięcia wody

Channel types and patterns of fluvial mezoforms of the Oulanka river during mean water levels in July 1977: 1 — emerged parts of bars built, in general, in the planimetry of: a — gravels and blocks, b — gravel and sand, c — sandy formations, 2 — submerged parts of bars, 3 — islands, 4 — waterfalls, 5 — directions of water flow

To zróżnicowanie jest ściśle związane z budową geologiczną i strukturą podłoża, z charakterem wypełnienia późnoglacialnego, a następnie z procesem wcinania się koryta i transportem rumowiska.

Jak już wspomniano, 9500–9300 lat temu rozpoczął się proces wcinania rzeki w utwory fluwioglacjalne. Na górnym odcinku trwał on do chwili

osiągnięcia przez koryto skalnego podłoża wodospadu Kiutaköngas (ryc. 3-II). Od tego momentu nastąpiło częściowe zahamowanie transportu rumowiska powyżej wodospadu i jego ograniczenie poniżej. Szczególnie dotyczy to okresów stanów średnich, a tym bardziej niżówek. W dalszym ciągu istnieje możliwość przepływu rumowiska z górnej części zlewni w okresie stanów powodziowych. Jednak jego wielkość ustawicznie zmniejsza się. Jest to związane z pewną stabilizacją dna koryta spowodowaną obniżeniem spadku zwierciadła wody pomiędzy lokalnymi progami skalno-kamiennymi, zmniejszoną ilością aluwiiów w dnie rzeki, a tym samym ograniczoną ich dostawą do strefy nurtu oraz umocnieniem przez roślinność brzegów koryta. W sumie, dzięki tym bezpośrednim i pośrednim przyczynom, górny odcinek odznacza się dużą stałością koryta poprzez ograniczenie procesu erozji wgłębnej i bocznej. W nielicznych przypadkach spotyka się efekty wyżej wymienionych procesów w postaci niewielkich podcięć brzegów oraz wąskich listew łach piaszczystych usytuowanych głównie u wypukłych brzegów (łachy zakolowe). Dowodem na brak łach piaszczystych na dnie koryta w górnej strefie może być sytuacja „a” — rycina 4, przedstawiająca stan koryta z okresu średnich niskich stanów wody. Należy dodać, że nieregularny przebieg koryta tego odcinka jest związany z wpływem skalnego podłoża oraz rzeźby wykształconej przez łądolód, co przejawia się między innymi występowaniem w strefie łożyska licznych jezior (ryc. 3-I).

Inny charakter ma koryto na odcinku środkowym. Tu, w przeciwieństwie do fragmentu górnego dna doliny Oulanki, proces erozji wgłębnej nie tylko nie był hamowany przez wodospad Kiutaköngas o wysokości ponad 3 m, lecz był przez niego potęgowany. Wodospad odegrał rolę podobną do tej, jaką spełniają sztuczne zapory (Babiński 1982), do momentu osiągnięcia odpornego na erozję podłoża skalno-kamienistego. Stąd też obecnie poniżej wodospadu dno koryta budują skały, głazy oraz żwiry, które przy spadku dna wynoszącym średnio 0,64%, nie ulegają wymywaniu. Jedynie podczas powodzi obecne w korycie żwiry i głaziki biorą udział w transporcie, tworząc w „cieniu” prądów rzecznych nieliczne łachy (ryc. 4a). Ze względu na to, że proces wcinania się koryta poniżej Kiutaköngas był bardzo intensywny i towarzyszyły mu znaczne spadki dna koryta, nie wytworzył się tu typ meandrowy koryta. Warunki sprzyjające powstaniu koryta meandrującego na tym odcinku o charakterze erozyjnym występują dopiero koło Nurmisa-arenrinne. Świadczy o tym fakt złagodzenia profilu podłużnego dna do wielkości, przy której mogą tworzyć się koryta meandrujące (Leopold, Wolman i Miller 1964) (ryc. 3-II). Niegdyś meandrujące koryto było „przesunięte” w górę rzeki — świadczą o tym między innymi starorzecza o regularnych kształtach meandrów, odsuniętych od obecnego, pseudomeandrowego koryta (ryc. 3-I, fot. 1). Przykładem przejściowego, pseudomeandrowego charakteru tego odcinka jest sytuacja koryta przedstawiona na rycinie 4b. Generalnie koryto nawiązuje tu do przebiegu meandrowego, jednak jego krzywizny nie mają geometrycznych kształtów. Nie występują również w korycie typowe łachy zakolowe, tak charakterystyczne dla rzek meandrujących. Natomiast znajdujące się na dnie łachy, głównie centralne (ryc. 4b), zbudowane z grub-

szej frakcji niż piaszczysta (Winkelmolen i Koutaniemi 1983), oraz rozczłonkowane fragmenty łach zakolowych (ryc. 4b, fot. 1), dobitnie świadczą o zachodzących na tym odcinku przemianach. Jest to niewątpliwie związane z ubożeniem w korycie utworów piaszczystych i zmniejszeniem transportu rumowiska oraz pośrednio z umocnieniem się brzegów i zahamowaniem erozji bocznej, jako ważnego dostarczyciela rumowiska do koryta. Należy przypuszczać, że ta strefa, na skutek postępującego procesu wcinania się koryta do odpornego na erozję kamienno-żwirowego dna, będzie przemieszczała się w dół rzeki, skracając tym samym odcinek rzeki meandrującej. W podobny sposób proces rozwoju koryta przebiegał na całym dolnym odcinku rzeki Kitkanjoki, prawobrzeżnego dopływu Oulanki, uchodzącego do niej około 2 km poniżej analizowanego obszaru (ryc. 3-I). W chwili obecnej rzeka Kitkanjoki odznacza się ograniczonym przebiegiem procesów erozji wgłębnej i bocznej. Jej koryto pozbawione jest typowych podcięć erozyjnych brzegów wklęsłych oraz łach zakolowych. Brzegi koryta porasta roślinność świadcząc o pewnej stabilizacji koryta i zahamowaniu procesów korytowych.

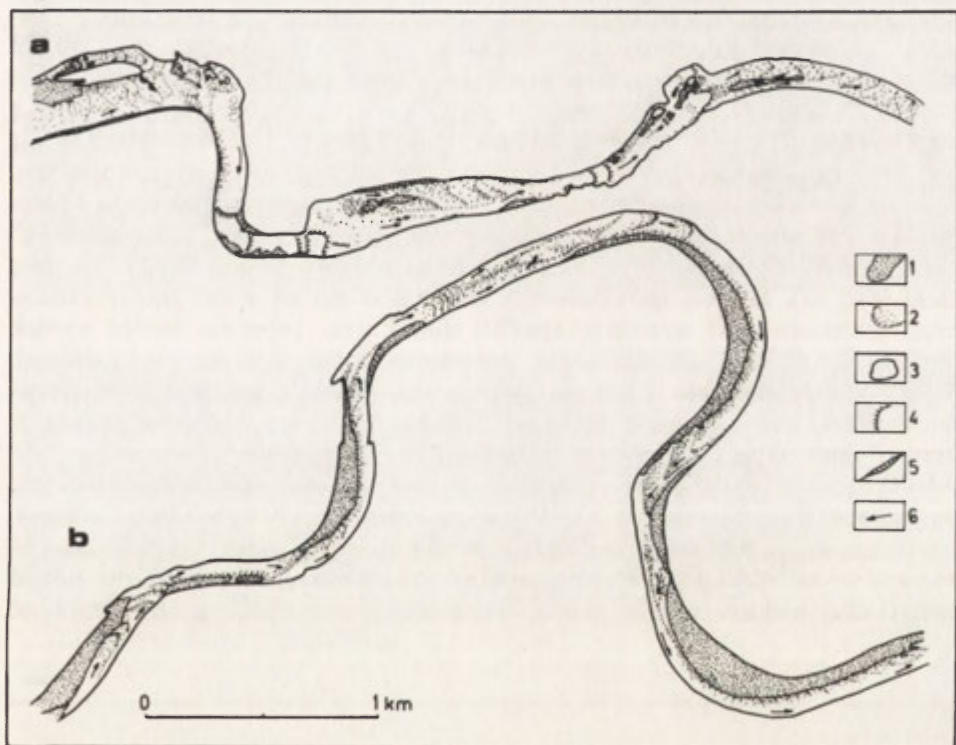
Dolny odcinek Oulanki pod względem warunków hydrodynamicznych i form korytowych charakteryzuje typ rzeki meandrującej (ryc. 4c, fot. 2). Koryto ma najczęściej geometrycznie wykształcone meandry (ryc. 3-I), których rozwój tylko w nielicznych przypadkach ograniczony został skalistymi brzegami. W korycie występują klasyczne łachy zakolowe (ryc. 4c, fot. 2) i przeciwstawne im formy negatywne — plosa. Pomiędzy poszczególnymi przegięciami krzywizn meandrów znajdują się łachy skośne. Parametry łach zakolowych w znacznej mierze zależą od rozmiarów krzywizn zakoli i wynoszą: długość od 0,4 do 0,5 km, szerokość do 0,25 km i wysokość do 3,5 m ponad średni stan wody. Natomiast długość znajdujących się na dnie łach skośnych dochodzi do 0,2 km. Łachy piaszczyste kształtowane są podczas stanów powodziowych, zaś przemodelowywane w okresach stanów średnich i niskich. Charakterystyczną cechą tych form jest cykliczność nadbudowywania i niszczenia ich powierzchni w zależności od stanów powodziowych i wędrówki łach piaszczystych pomiędzy poszczególnymi łachami zakolowymi. Oznacza to, że podczas jednej lub kilku fal powodziowych łacha jest raz nadbudowywana raz niszczona, a materiał pochodzący z jej erozji przenoszony jest w dół rzeki i akumulowany na łasze następnej. Cykliczność pojawiania się łach o powierzchni piaszczystej i o powierzchni zbudowanej z frakcji gruboziarnistej wskazuje między innymi na deficyt materiału piaszczystego w korycie. Należy przypuszczać, że odcinek meandrującej rzeki, w zależności od miąższości utworów fluwioglacjalnych i głębokości dna doliny, będzie się skracał. Niestety brak znajomości przebiegu dna doliny nie pozwala na dokładniejsze określenie tempa tego procesu.

Analizowany obszar dna doliny Ivalo, ze względu na charakter koryta i związany z nim układ mezoforn korytowych, można podzielić, podobnie jak w przypadku Oulanki, na trzy odcinki:

- a) górny, do końca analizowanego odcinka „a” (ryc. 5).
- b) środkowy o charakterze meandrującym, od granicy z odcinkiem górnym do strefy odległej o około 2 km poniżej miasta Ivalo,

c) dolny o charakterze deltowym do ujścia rzeki do jeziora Inari (ryc. 2-I). Na rozwój procesów korytowych rzeki Ivalo mają wpływ te same czynniki co w odniesieniu do Oulanki oraz efekt podparcia wód przez jezioro Inari.

Wcinanie się rzeki w utwory fluwioglacjalne trwa nieprzerwanie od okresu borealnego. Odbywa się on bez zakłóceń spowodowanych naturalnymi przeszkodami typu wysokich progów skalnych tworzących zapory dla swobodnego transportu rumowiska. Dzięki tak przebiegającemu procesowi następuje ustawiczne wynoszenie materiału fluwioglacjalnego i „oczyszczanie” koryta do skalistego podłoża od górnej ku dolnej części doliny. Przemieszczany w dół rzeki materiał jest transportowany przez odcinek meandrujący i akumulowa-



Ryc. 5. Typy koryt i układy mezoform korytowych rzeki Ivalo w czasie stanów średnich w lipcu 1978 r. (sytuacja „a”) i średnich-niskich w sierpniu 1960 r. (sytuacja „b”). 1 — wynurzone fragmenty łach zbudowanych w sytuacji: a — z głazów i żwirów, b — z utworów piaszczystych, 2 — zanurzone fragmenty łach, 3 — wyspy, 4 — progi skalne, 5 — aktywne zbocza, 6 — kierunki płynięcia wody

Channel types and patterns of fluvial mezoforms of the Ivalo river during mean levels in July 1978 (planimetry „a”) and mean low water levels in August 1960 (planimetry „b”). 1 — emerged parts of bars built in the planimetry of: a — blocks and gravels, b — sandy formations, 2 — submerged parts of bars, 3 — islands, 4 — rock descents, 5 — active slopes, 6 — directions of water flow

ny w strefie oddziaływania jeziora Inari. W chwili obecnej czoło recesyjnie przemieszczanej strefy akumulacyjnej, stanowiącej kontakt pomiędzy korytem o podłożu skalno-kamiennym a aluwialnym, znajduje się w miejscu przedstawionym na rycinie 2-Ia, 5a i fotografiach 3 i 4. Jak wynika z charakteru dna (ryc. 5a), oprócz licznych niskich progów skalno-kamiennych, występują tu łachy żwirowo-głazowe. Pokrywają one niemal całą szerokość koryta. Utwory piaszczyste spotkać można jedynie poza strefą nurtu (fot. 3), w „cieniu” wysp i dużych głazów. Na skutek małej ilości aluwów, wręcz braku utworów piaszczystych, następuje proces zamierania erozji bocznej i stabilizacji koryta. Brak jest więc miejsc, z których materiał byłby dostarczany do nurtu i tworzył rumowisko unoszone lub wleczone. Przykładem stabilizacji koryta, pośrednio powodowanej zarastaniem brzegów i powierzchni kęp, jest sytuacja przedstawiona na fotografiach 3 i 4. Biorąc pod uwagę charakter przebiegu koryta na tym odcinku oraz występujący w nim układ mezofর্ম należy uznać go jako przejściowy pomiędzy typem meandrującym a dzikim. Cechy rzeki meandrującej wynikają z odziedziczenia przez rzekę współczesną dawnych zakoli z okresu, gdy na tym odcinku odbywał się transport rumowiska wleczonego i jego akumulacji w postaci łach zakolowych. Fragmenty łach zakolowych widoczne są między innymi na fotografii 4. Natomiast charakter rzeki roztokowej wynika głównie z „wyprostowywania” koryta i tworzenia bezładnie ułożonych łach żwirowo-głazowych na dnie rzeki (ryc. 5a). Jest on spowodowany zmniejszaniem się ilości transportowanego materiału oraz wzrostem spadku dna koryta (obecnie średni spadek wynosi $2,1 \text{ m} \cdot \text{km}^{-1}$ i naśladuje prawdopodobnie skaliste dno doliny).

W odległości około 2 km od sytuacji „a” (ryc. 2) warunki hydrodynamiczne rzeki radykalnie zmieniają się. Uwidocznia się to w profilu poprzecznym doliny (ryc. 2-III), oraz zmniejszeniu się spadku dna doliny do $0,1\text{--}0,2 \text{ m} \cdot \text{km}^{-1}$ (ryc. 2-II). Pojawia się dno z klasycznie wykształconymi meandrami (ryc. 2-I, 5b, fot. 5). Wśród meandrów u ich wypukłych brzegów, występują łachy zakolowe o długości 1–2 km i szerokości do 0,3 km. Powierzchnia łach znajduje się na wysokości maksymalnie do 4 metrów ponad zwierciadło niskich stanów wody. Przeciwległe im płosa mają głębokość

Fot. 1. Fragment środkowego odcinka rzeki Oulanki. Widoczne odcięte meandry i nietypowe dla przebiegu koryta mezofর্ম, świadczące o przekształcaniu się koryta z meandrującego w dziki (fot. L. Koutaniemi, 13X1977 r.)

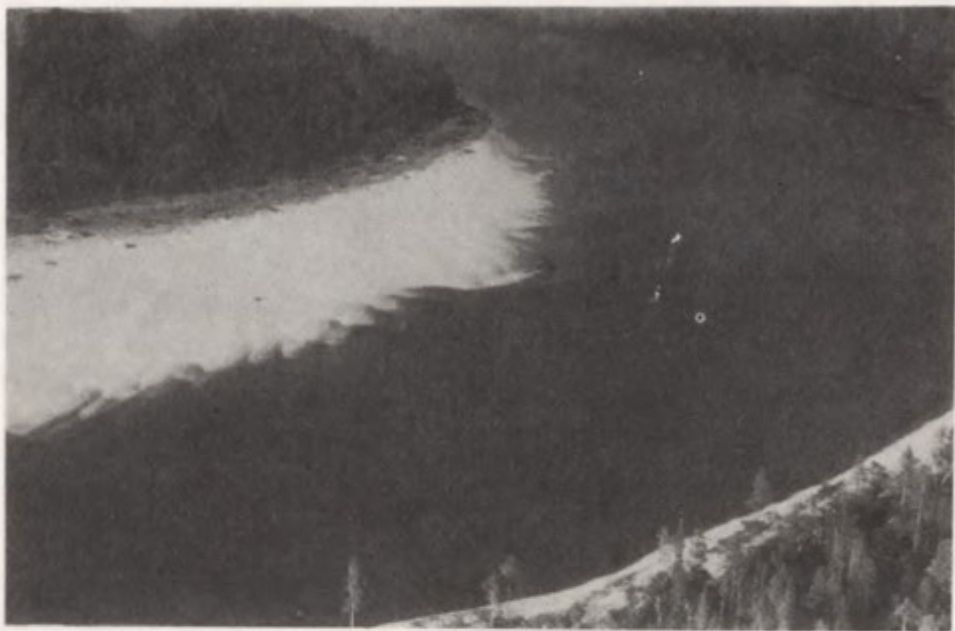
Part of the middle stretch of the Oulanka river. Visible separated meanders and mezofর্ম not typical of the channel course which testify to the process of channel transformation from meandering into braided one (Phot. by L. Koutaniemi, 13 Oct. 1977)

Fot. 2. Łacha zakolowa meandru Honkamutla-Oulanka. Krawędź łachy jest zakończona licznymi łachami językowymi (fot. L. Koutaniemi, 19IX1982 r.)

Point bar of the Honkamutka-Oulanka meander. The edge of the bar ends with many linguoid bars (Phot. by L. Koutaniemi, 19Sept. 1982)







Fot. 5. Fragment łachy zakolowej rzeki Ivalo. Na powierzchni łachy występują liczne wydmy i wały piaszczyste mające przedłużenie pod zwierciadłem wody (fot. Z. Babiński, 26 VII 1983 r.)

Part of the Ivalo river point bar. The surface of the bar includes numerous dunes and sand waves extended under the water table (Phot. by Z. Babiński, 26 July 1983)

Fot. 3. Charakter koryta górnego odcinka rzeki Ivalo. Dno koryta budują liczne głazy i niskie progi skalne, natomiast poza strefą nurtu występują łachy żwirowo-głazowe (fot. Z. Babiński, 26 VII 1983 r.)

Character of channel of the upper stretch of the Ivalo river. The channel bottom is built from many blocks and low rock descents, while gravel-block bars occur beyond the talweg zone (Phot. by Z. Babiński, 26 July 1983)

Fot. 4. Przebieg koryta w górnym odcinku rzeki Ivalo ze strefą umocnionych przez roślinność brzegów oraz wysp rzecznych. Wypukły brzeg koryta jest fragmentem dawnej łachy zakolowej pokrytej szatą leśną (fot. Z. Babiński, 26 VII 1983 r.)

Channel course in the upper stretch of the Ivalo river with the zone of banks strengened with vegetation and river islands. Convex channel bank is a part of former point bar covered with forest vegetation (Phot. by Z. Babiński, 26 July 1983)



Fot. 6. Odcinek rzeki Tana na granicy pomiędzy Finlandią i Norwegią. Na dnie występują łachy żwirowe (fot. *Z. Babiński*, 29 VII 1983 r.)

Stretch of the Tana river on the border between Finland and Norway. Gravel bars occur in the bottom (Phot. by *Z. Babiński*, 29 July 1983)



Fot. 7. Dno koryta rzeki Tana poniżej miejscowości Tana -- Pn Norwegia. Dno koryta budują licznie występujące łachy piaszczyste, głównie centralne (fot. *Z. Babiński*, 29 VII 1983 r.)

Character of the Tana channel bottom below the locality of Tana -- N Norway. The channel bottom is built from abundant sand bars, mostly mid-channel ones (Phot. by *Z. Babiński*, 29 July 1983)

do 4 m. W strefie przebieg zakoli powstają łachy skośne o długości dochodzącej do 0,4 km (ryc. 5b).

Porównując meandry rzeki Ivalo (ryc. 5b) z zakolami rzeki Oulanki (ryc. 4c), zauważyć można znaczne różnice ich kształtu i wielkości. Zakola rzeki Ivalo są prawie 2,5 raza większe niż Oulanki pomimo niewielkiej różnicy średniej wartości przepływu (tylko 1,5-krotnie większy). Oprócz tego łachy zakolowe Ivalo są odpowiednio dłuższe, węższe i niższe Oulanki (fot. 2 i 5). Również charakter transportu utworów piaszczystych jest w obu przypadkach różny. W Oulance w czasie stanów średnich i niskich następuje przemieszczanie się piasku w formie dużych, często pojedynczych wałów piaszczystych o charakterze łach językowych (fot. 2, ryc. 4c), zaś w przypadku Ivalo — w postaci wydm lub megaripplemarków (fot. 5, ryc. 5b). To zróżnicowanie kształtów i rozmiarów meandrów oraz charakteru transportu należy prawdopodobnie tłumaczyć różnicą średnicy ziarn piasku i miąższości aluwii biorących udział w procesie korytowym. W odniesieniu do średnicy ziarn piasku, to Ivalo ma prawie dwukrotnie mniejszą średnicę aluwii niż Oulanka ($Md = 0,55 - 0,60$; Koutaniemi 1979). W Ivalo występuje prawdopodobnie również mniejsza miąższość utworów aluwialnych, budujących koryto i mogących wziąć udział w transporcie rumowiska. Oprócz tego Ivalo, dzięki mniejszemu spadkowi zwierciadła wody strefy meandrującej, podpartej przez jezioro Inari, jest rzeką o mniejszej sile transportowej niż Oulanka. Ostatnio doszedł dodatkowy czynnik różnicujący procesy korytowe obydwu rzek strefy meandrującej — działalność gospodarcza człowieka. Przejawia się ona wykonaniem sztucznych umocnień na podcinanych, wklęsłych brzegach rzeki Ivalo.

Dolny odcinek Ivalo wykazuje typowe cechy strefy deltowej (ryc. 2-I). W korycie występują liczne wyspy rozszerzające koryto i dzielące je na wiele ramion bocznych. Na skutek małej ilości transportowanego rumowiska z górnej części zlewni, rzeka nie ma charakteru rzeki roztokowej. Dzięki temu wyspy i brzegi koryta porastają roślinnością. W obrębie koryta nie znajduje się mezoform nawet przy niskich stanach wody.

Podsumowanie

Wspólną cechą rzek Oulanki i Ivalo jest charakterystyczny układ typów koryt w profilu podłużnym dolin, występowanie mezoform oraz rodzaj transportu rumowiska. Obydwie rzeki przejawiają tendencje do wcinania się w utwory fluwioglacjalne do momentu osiągnięcia odpornego na erozję podłoża skalno-kamiennego. Ze względu na małą miąższość tych utworów, następuje „oczyszczanie” koryta z aluwii, co prowadzi w sumie do przekształcania się koryt z typu meandrowanego w dziki (górski). Dzięki temu strefa meandrowa ustawicznie kurczy się. Zmniejsza się również wielkość transportowanego rumowiska, co powoduje między innymi zahamowanie procesu erozji bocznej i wzrost stałości koryt. Dowodem na to, że wyżej przedstawiony proces nie jest odosobniony i nie dotyczy tylko analizowanych rzek, jest przebieg procesów korytowych rzeki Tana w Północnej Norwegii (ryc. 2-V).

Tana ma podobny przebieg profilu podłużnego dna doliny i równie zmienne uziarnienie aluwów (Mansikkaniemi 1972). Podobna jest także budowa i kształt mezoform korytowych (Collinson 1970), czego potwierdzeniem są między innymi sytuacje dna koryta (fot. 6 i 7). Należy więc przypuszczać, że większość rzek skandynawskich, a przynajmniej te, które miały dogodne warunki do sedymentacji utworów fluwiogłacjalnych, charakteryzuje wyżej opisany proces rozwoju koryt i układ mezoform korytowych.

LITERATURA

- Allen J. R. L. 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*, Sediment.-Else., Publ. Comp., Amsterdam.
- Babiński Z. 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dok. Geogr., 1—2.
- Collinson J. D. 1970, *Bedforms of the Tana river*, Geogr. Annaler, s. 31—56, Norway. *Hydrological Yearbook of Finland 1972—1973*, Publ. of the Water Res. Inst., 18.
- Koutaniemi L. 1979, *Late-glacial and post-glacial development of the valleys of the Oulanka river basin, North-eastern Finland*, Fennia, 157, 1, s. 13—73, Helsinki.
- Koutaniemi L. 1981, *Some aspects of the palaeohydrology connected with the development of the relief in the Oulanka river valley, North-eastern Finland, and a review of complementary study concerning IGCP-Project No 158*, Bull. l'Assoc. Franc. Quat., s. 71—75.
- Koutaniemi L. 1982, *The relationship between relative height and microrelief: three case studies from Northern Finland*, Fennia, 160, 2, s. 277—294, Helsinki.
- Koutaniemi L. 1983, *The role of ground frost, snow cover, ice break-up and flooding in the fluvial processes of the Oulanka river, Finland*, Fennia (w druku).
- Koutaniemi L., Luoma-aho S. 1983, *Role of the precambrian bedrock and Quaternary deposits in determining relief patterns in the Ivalo basin, Northern Finland*, Nordia, 17.2.
- Koutaniemi L., Rachocki A. 1976, *Dolina rzeki Oulanki (północno-wschodnia Finlandia). Studium morfologiczno-dynamiczne*, Dok. Geogr., 6.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenińskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PWN, Warszawa—Poznań.
- Leopold L. B., Wolman M. G. 1957, *River-channel patterns: braided, meandering and straight*, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 282—B, Washington.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P. 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, W. H. Freeman Co., San Francisco.
- Mansikkaniemi H. 1970, *The sinuosity of rivers in Northern Finland*, Annal. Univ. Turku., Ser. A II, 46, s. 16—32, Turku.
- Mansikkaniemi H. 1972, *Flood deposits, transport distances and roundness of loose material in the Tana river valley, Lapland*, Annal. Univ. Turku., Ser. A II, 49, s. 15—23, Turku.
- Talvitie J., Paarma H. 1973, *Reconnaissance prospecting by photogeology in Northern Finland*, extract from: *Prospecting in areas of glacial terrain*, s. 73—81.
- Winkelmolen A. M., Koutaniemi L. 1983, *Flowing water action of the Oulanka river (NE-Finland), as illustrated by the size, shape and density characteristics of the sediments within its scope*, Oulu.

ЗЫГМУНТ БАБИЊСКИ
ЛЕО КОУТАНЕМИ

РАЗВИТИЕ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ РЕК ОУЛЯНКИ И ИВАЛЁ (СЕВЕРНАЯ ФИНЛЯДИЯ)

Реки Северной Финляндии, русла которых выполнены флювиоглациальными отложениями, характеризуются похожим развитием русловых процессов. Типичным примером являются анализированные в статье реки Оулянка и Ивалё. Эти реки начались врезываться, когда их русла выполнились флювиоглациальными отложениями (9500—9300 л.т.н.). Как вытекает из исследований Л. Коутанеми (1983) в течение первых 6800 лет Оулянка врезалась до глубины 20 м, а в течение следующих 2700 лет только 2 метра. Во время понижения дна, русла обеих рек преобразовались в тип реки делающей меандры. В настоящее время они отличаются дифференцированной схемой типов русел, что связано, главным образом, с геологическим строением долин и характером транспорта наносов.

Река Ивалё в верхнем своём течении имеет дикий (горный) характер русла. Дно русла построено из гравия и валунов, а также многих скальных порогов. Вследствие отсутствия песчаных отложений перемещаемых в виде речной отмели, река бедна влекомыми наносами. Берега русла укреплены растительным покровом, который задерживает процесс боковой эрозии и миграцию русла. Зато центральный участок характеризуется типичным развитием речного русла в виде меандра. Появляются многочисленные меандры геометрической формы с развитыми излучистыми отмелями. В дне русла, в местах перегиба меандров, находятся косые отмели. Эта зона, из-за небольшой мощности флювиоглациальных отложений, затем и неглубоко залегающего скалистого дна (легко достижимого рекой), а также из-за отсутствия поставки наносов из верхней части водохранилища, „уменьшается“ в пользу верхнего участка. Нижний участок реки вследствие подпора воды озером Инари характеризуется дельтовым развитием русла. Из-за небольшой поставки наносов из верхней части водохранилища на этом участке не появляются песчаные отмели. Многочисленные острова разделяют течение реки на боковые рукава. Как острова, так и берега русла покрывает растительный покров, который предотвращает развитие боковой эрозии.

Подохожие русловые процессы происходят на реке Оулянке, хотя её развитие нарушено водопадом Кютаконгас. Подпор воды этим водопадом задержал транспорт наносов и дальнейшее врезывание русла. Задержался также процесс боковой эрозии как питательный фактор наносов. В русле нет песчаных отмелей. Зато ниже водопада Кютаконгас, вследствие интенсивной глубинной эрозии, дно русла достигло, вероятно, скалистого дна долины. Оно построено из гравия, валунов и горных пород. Эта зона эрозии так же, как в случае реки Ивалё, растягивается на счёт находящегося ниже участка в виде меандра. На нижнем участке русла реки Оулянки, делающей меандры, появляются типичные меандры геометрической формы и отмели в форме пляж.

Совместном чертой исследуемых участков рек Оулянки и Ивалё является постоянная тенденция врезывания в флювиоглациальные отложения до момента, когда дойдут до скалисто-каменистого основания невосприимчивого к эрозии. Вследствие небольшой мощности этих отложений происходит „очищение“ русла из аллювиен, что проводит, наконец, к преобразованию русла из типа меандра в дикий (горный) тип. Благодаря этому зона меандров непрерывно сокращается. Уменьшается также количество транспортированных наносов, что вызывает задержание процесса боковой эрозии и повышение неизменности русла. Русловые процессы рек Оулянки и Ивалё не являются чем-то устойчивым. Об этом свидетельствует, например, похожее развитие русла реки Тана в Северной Норвегии.

ZYGMUNT BABINSKI
LEO KOUTANIEMI

THE DEVELOPMENT OF FLUVIAL PROCESSES OF THE OULANKA AND IVALO RIVERS (N FINLAND)

Northern Finnish rivers whose valleys have been filled with fluvioglacial deposits are characterized by a similar development of fluvial processes. A typical example of this may be provided by the Oulanka and Ivalo rivers which are analysed in this article. Those rivers, after having filled their valleys with fluvioglacial deposits (9,500—9,300 BP) started to incise themselves. According to research carried out by L. Koutaniemi (1983), during the first 6,800 years the Oulanka river incised itself to the depth of 20 m, while during the next 2,700 years it incised itself only by 2 m more. As their bottoms lowered both river channels transformed from braided into meandering channels. At present, they are marked by a differentiated pattern of channel types, which is mostly connected with the geological structure of valleys and the character of bed load transport.

The upper stretch of the Ivalo river has a braided (mountainous) type of channel. The channel bottom is built from gravels and blocks as well as numerous rock descents. The lack of sandy formations moving in the form of river bars makes the river have poor bed load. Channel banks are strengthened with plants which check the process of lateral erosion and channel migration. The middle stretch of the river, on the other hand, is characterized by a typically meandering development of the river channel. There occur numerous geometrically-shaped meanders with developed point bars. Diagonal bars occur at places of meander bends in the riverbed. This zone, owing to little thickness of fluvioglacial deposits which accounts for a not-deep occurrence of rocky bottom which is easily accessible for the river and lack of bed load supplies from the upper part of the basin „shrinks” at the cost of the upper stretch. The lower stretch of the river is characterized by a deltaic development of the channel as a result of support provided for the waters by the Inari Lake. Low supplies of bed load from the upper part of the basin account for the fact that no sand bars occur in that stretch. Numerous islands divide the talweg into side arms. Both islands and river banks are covered with vegetation which prevents lateral erosion from developing.

A similar course of fluvial processes is characteristic of the Oulanka river, though its development has been disturbed by the presence of the Kiutakongas Falls. The support of waters with the Falls stopped bed load transport and further incision of the channel. The process of lateral erosion which was the bed load's alimentary factor was also stopped. There are no sand bars in the channel. Meanwhile, below the Kiutakongas Falls the channel bottom has probably reached the rocky valley floor as a result of intensive deep erosion. The bottom is built from gravels, blocks and rocks. This erosional zone, like in the Ivalo river, extends itself at the cost of the lower meandering stretch. The lower stretch of the meandering channel of the Oulanka river is characterized by the occurrence of typical geometrically-shaped meanders and point bars.

A common characteristics of the investigated stretches of the Oulanka and Ivalo rivers is a steady tendency to incise themselves into fluvioglacial deposits until they reach underlying rocks and stones. Owing to little thickness of those deposits the channel is „cleared” from alluvium, which leads to the transformation of channels from meandering into braided (mountainous) ones. As a result of this the meandering zone permanently shrinks. The amount of transported bed load also decreases which results in stopping the process of lateral erosion and an increase in channels' stability. A proof for the fact that the fluvial processes of the Oulanka and Ivalo rivers are not exceptional is provided by a similar development of the Tana river channel in N Norway.

Translated by *Aneta Dylewska*

EUGENIUSZ DROZDOWSKI
STANISŁAW FEDOROWICZ

Nowe datowania termoluminescencyjne osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą

*New thermoluminescence dating
of the Vistulian deposits on the Lower Vistula*

Zarys treści. Nowym datowaniom termoluminescencyjnym (TL), wykonanym w laboratorium TL Uniwersytetu Gdańskiego, poddano próbki glin morenowych, piasków wodnolodowcowych i ilów warwowych, pobrane w stratotypowym profilu zlodowacenia Vistulian pod Morskiem. Jedną próbkę pobrano także z poprzednio datowanych osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych. Rezultaty datowań potwierdziły dotychczasowy podział chronostratygraficzny osadów i dostarczyły nowe dane ugruntowujące pogląd o dwukrotnym nasunięciu lądolodu skandynawskiego w czasie dwóch megastadiałów zlodowacenia Vistulian. Przedzielający je okres interstadiału grudziądzkiego, w świetle uzyskanych dotychczas dat TL i ^{14}C , trwał około 34000 lat, tj. od około 51 do 17 tys. lat wstecz. W zakończeniu oceniono wiarygodność i przydatność datowań TL dla celów stratygraficznych oraz rekonstrukcji dawnych środowisk depozycji osadów glaciegenicznych.

Profil stratygraficzny osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą, jak wykazały wyniki dotychczasowych badań zaprezentowane podczas międzynarodowego sympozjum „Vistulian '79” (*Symposium...*, 1979), należy do najlepiej wykształconych profili ostatniego zlodowacenia na obszarze Polski. Do zdefiniowania jego dolnej i górnej granicy przyczyniły się szczególnie prace badawcze ostatnich kilkunastu lat. Doprowadziły one m.in. do odkrycia stanowisk florystycznych interglacjału eemskiego w Grudziądzu—Mniszku (Makowska 1970, Drozdowski i Tobolski 1972), w Bągarcie i Nowinach (Makowska 1980) oraz ustalenia chronostratygraficznej granicy Vistulianu w obrębie doliny dolnej Wisły na bardzo niskim poziomie, zbliżonym do erozyjnego dna doliny (Drozdowski 1974, Drozdowski i Berglund 1976). Dzięki odkryciu stanowisk florystycznych interglacjału eemskiego, a także dalszym badaniom osadów leżących wyżej w profilu stwierdzono, że profil litostratygraficzny ostatniego zlodowacenia nad dolną Wisłą obejmuje trzy ciągle regionalnie warstwy glin morenowych wraz z przedzielającymi je osadami akumulacji wodnolodowcowej (Drozdowski i Tobolski 1972, Drozdowski 1979, 1980, Mojski 1980, 1982), a w północnej części dolnego Powiśla, w okolicach Tczewa i Malborka, zdaniem A. Makowskiej (1980) — nawet pięć warstw glin morenowych. Całkowita miąższość osadów morenowych i międzymore-

nowych Vistulianu dochodzi do 80 m w pobliżu osi obniżenia dolinnego dolnej Wisły.

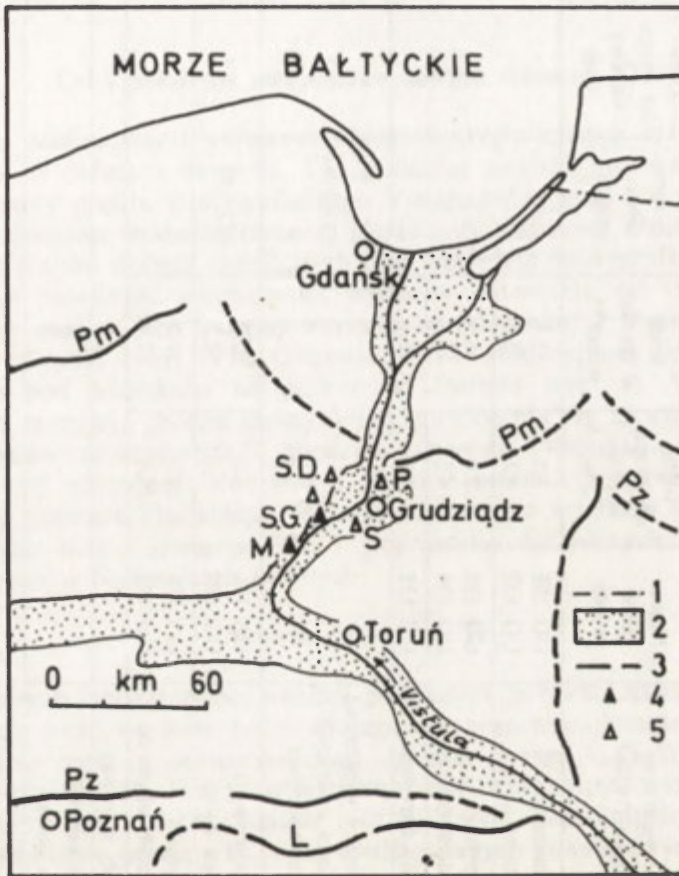
Zdaniem znacznie trudniejszym, które należy oddzielić od definicji jednostek litostratygraficznych, jest podział profilu na jednostki chronostratygraficzne, czyli warstwy osadów powstałe w określonym interwale czasu geologicznego, odgraczone od siebie powierzchniami izochronicznymi (Hedberg 1976). Wydzielenie tego typu jednostek, będących podstawą wielkoskalowych korelacji stratygraficznych i rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych, jest wciąż jeszcze przedmiotem ożywionych dyskusji. Trudności w tym zakresie biorą się stąd, że nie znaleziono dotychczas szczątków flory lub fauny leżących *in situ* w osadach międzymorenowych. Uniemożliwia to zastosowanie kryterium biostratygraficznego, jak też użycie techniki datowań radiowęglowych. Tym większego znaczenia nabierają więc takie techniki chronometryczne, które oparte są na analizie nieorganicznej masy ziarnistej osadu, jak na przykład zastosowane już wcześniej datowania termoluminescencyjne (Drozdowski 1979).

Dotychczasowe datowania TL i ich znaczenie

Pierwszym datowaniom termoluminescencyjnym (TL) poddano osady lessopodobne leżące na glinie morenowej drugiego poziomu glacialnego (pierwsza dolna glina morenowa według R. Galona, 1934). Próbkę pobrano z odsłoneń występujących na zboczach doliny Wisły w różnych sytuacjach geomorfologicznych (ryc. 1). Datowania, które wykonał W. N. Szełkoplak z Instytutu Nauk Geologicznych AN USRR w Kijowie, dały następujące wyniki:

| | |
|-----------------|--------------------------|
| Sartowice Górne | 51000 ± 8000 lat wstecz |
| Strzemięcín | 48000 ± 8000 lat wstecz |
| Parsk | 44000 ± 7000 lat wstecz |
| Sartowice Dolne | 43000 ± 7000 lat wstecz. |

Powyższe dane, odnoszące wiek akumulacji osadów lessopodobnych do środkowego Vistulianu, potwierdziły wnioski paleogeograficzne wynikające z analizy sedymentologicznej osadów o nasunięciu lądolodu skandynawskiego na obszar dolnego Powiśla we wczesnych fazach środkowego Vistulianu (Drozdowski 1974, 1979). Ugruntowały one zatem podział chronostratygraficzny kompleksu osadów glacialnego okresu Vistulianu na trzy większe jednostki: dolną, obejmującą trzeci i drugi poziom glacialny (por. tab. 1) środkową, obejmującą m. in. osady lessopodobne i górną, reprezentowaną przez pierwszy poziom glacialny, odpowiadający późnemu Vistulianowi, czyli fazom leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej łącznie. Dwie skrajne jednostki chronostratygraficzne odpowiadają prawdopodobnie dwóm okresom ochłodzeń ostatniego zlodowacenia, które można by określić za T. Wysockim-Minkowiczem (1982) megastadiałami. Długotrwały, dzielący je okres „nieglacialny”, odpowiadający holenderskiemu interpleniglacialowi (van der Hammen i inni 1971), nazwano interstadią grudziądzkim (Drozdowski 1979). Z interstadią tego, oprócz osadów lessopodobnych, znane



Ryc. 1. Lokalizacja profili osadów Vistulianu poddanych datowaniu metodą TL; 1 — granica państwowa, 2 — dno doliny Wisły i pradoliny Noteć—Warty, 3 — przebieg głównych stref czołowo-morainowych zlodowacenia Vistulian, fazy: L — leszczyńska, Pz — poznańska, Pm — pomorska; 4 — lokalizacja profili osadów Vistulianu z nowymi datami TL, omówionymi w artykule: M. — Morsk, S. G. — Sartowice Górne; 5 — lokalizacja stanowisk osadów lessopodobnych wydатовanych poprzednio metodą TL: S. G. — Sartowice Górne, S. — Strzemięcín, P. — Parsk, S. D. — Sartowice Dolne

Location of the Vistulian deposit sequences dated by TL method; 1 — state border, 2 — bottom of the Vistula River valley and the Noteć—Warta ice-marginal streamway, 3 — main end moraine belts of the Vistulian Glaciation, phase: L — Leszno, Pz — Poznań, Pm — Pomeranian; 4 — location of Vistulian deposit sequences with new TL dates: M. — Morsk, S. G. — Sartowice Górne, 5 — sites of loess-like sediments dated previously by TL method: S. G. — Sartowice Górne, S. — Strzemięcín, P. — Parsk, S. D. — Sartowice Dolne

Tabela 1

Wyniki datowań TL osadów i ich pozycja w profilu chrono- i litostratygraficznym glacialnego okresu Vistulianu na obszarze dolnego Powiśla

| Podział chronostratygraficzny według E. Drozdowskiego (1974, 1979) | Podział litostratygraficzny według R. Galona (1934)* | | | Morsk | | | Sartowice Górne | | | |
|--|--|-------------------------------|--------|---------------------|-----------------------------|--------------------------|---------------------|-----------------------------|--------------------------|------|
| | | | | Numer labor. próbki | Głęb. od stropu warstwy w m | Wiek w tys. lat wstecz** | Numer labor. próbki | Głęb. od stropu warstwy w m | Wiek w tys. lat wstecz** | |
| Pierwszy poziom glacialny | | glina morenowa górna | UG 131 | 3,5 | 15,4 | | | | | |
| | | | UG 132 | 4,1 | 15,6 | | | | | |
| | I fluwio-glacjał | piaski drobnoziarniste | UG 133 | 2,0 | 16,4 | | | | | |
| | | | UG 134 | 4,5 | 16,6 | | | | | |
| | | iłły warwowe | UG 135 | 1,0 | 16,6 | | | | | |
| Interstadiał grudziądzki | piaszczysto-żwirowe wypełnienia kopalnych form erozyjnych i osady lessopodobne | | | | | | UG 144 | 2,2 | 50,5 | |
| Drugi poziom glacialny | | glina morenowa pierwsza dolna | UG 136 | 5,0 | 52,2 | | | UG 145 | 1,3 | 51,3 |
| | | | UG 137 | 5,5 | 52,7 | | | | | |
| | II fluwio-glacjał | piaski drobnoziarniste | UG 138 | 10,0 | 52,7 | | | | | |
| | | | UG 139 | 16,0 | 52,9 | | | | | |
| | | iłły warwowe | | | | | | | | |
| Trzeci poziom glacialny | glina morenowa druga dolna | | | | | | | | | |

* W podziale tym uwzględniono również osady interstadiału grudziądzkiego, rozpoznane przez E. Drozdowskiego (1979), w celu pokazania pozycji tych osadów w profilu litostratygraficznym zlodowacenia Vistulian.

** Błąd pomiarowy metody datowania zamyka się w granicach 15%, wyniku datowania

są jeszcze osady wypełniające subglacjalne rynny erozyjne ze szczątkami redepowowanej fauny mięczaków kopalnych, których wiek określono metodą ^{14}C na $38\,100_{-2100}^{+2900}$ lat wstecz (Rządź — Lu-1071).

Cel i założenia metodyczne nowych datowań TL

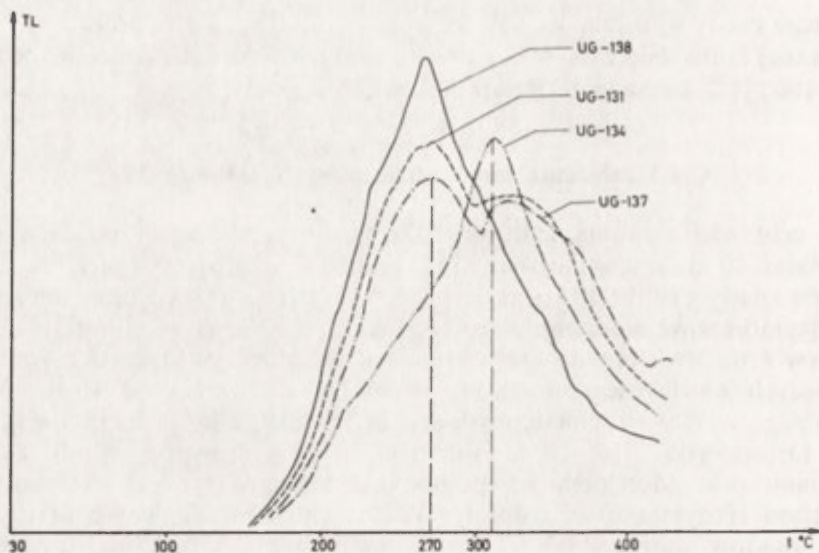
W celu zdefiniowania jednostek chronostratygraficznych niższego rzędu wykonano 10 dalszych datowań TL, poddając analizie również inne, nie-eoliczne osady profilu stratygraficznego Vistulianu, a więc gliny morenowe i międzymorenowe wodnolodowcowe piaski i ropy warwowe. Próbkę pobrano najpierw z warstw dobrze określonych pod względem stratygraficznym, gwarantujących możliwość sprawdzenia wyników datowania od strony wieku względnego warstw. Ten wstępny warunek spełnia znany z literatury (Galon 1934, Drozdowski 1967, 1974, Olszewski 1974) stratotypowy profil osadów Vistulianu pod Morskiem na północ od Świecia (ryc. 1). W stromym, podcięтым erozyjnie zboczu doliny Wisły uwidoczni się łatwo tu czytelny profil osadów morenowych i międzymorenowych Vistulianu, obejmujący trzy poziomy glacialne¹. Pobrano z niego 9 próbek: 5 z pierwszego i 4 z drugiego poziomu glacialnego. W celu porównania wyników obu datowań TL pobrano nadto jedną próbkę z poprzednio datowanych osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych.

Metoda datowania TL

W procesie laboratoryjnej analizy pobranych próbek, zmierzającym do wyznaczenia wieku osadu na podstawie jego własności termoluminescencyjnych, zastosowano metodę odtworzeniową, opisaną przez A. G. Wintle (1981) i A. Bluszcz (1983). Można w niej wyróżnić trzy etapy: wstępną preparatykę próbki wraz z określeniem rocznej dawki napromieniowania ziarn kwarcu, właściwy pomiar TL oraz analizę danych pomiarowych i obliczenie wieku.

Wstępny etap rozpoczynało od określenia wielkości rocznej dawki napromieniowania ziarn kwarcu. W tym celu wydzielano z próbki pierwotnej (pobranej w terenie) porcję osadu o objętości $1,5\text{ dm}^3$ i poddawano ją pomiarom koncentracji izotopów promieniotwórczych potasu, toru i radu za pomocą analizatora naturalnych zanieczyszczeń AZAR. Uzyskane wyniki służyły do obliczenia rocznej dawki napromieniowania. Z pozostałej masy próbki pierwotnej wydzielano ziarna kwarcu we frakcji $80\text{--}120\text{ }\mu\text{m}$ (Fleming 1970, Hütt i Raukas 1977), oczyszczano je z otoczki w dezintegratorze ultradźwiękowym UD-11 w ciągu 10 minut, a następnie traktowano je przez

¹ Poziom glacialny w użytym tu znaczeniu obejmuje jedną ciągłą regionalnie warstwę gliny morenowej wraz z osadami wodnolodowcowymi związanymi genetycznie z lądolodem, który osadził glinę.



Ryc. 2. Wybrane krzywe termoluminescencyjne: glin morenowych (UG-131, UG-137, UG-138) i piasków międzymorenowych (UG-134)

Glowing curves of some dated sediments: tills (UG-131, UG-137, UG-138), intermorainic sandy sediments (UG-134)

1 godzinę 5% roztworem HCl, w końcu przemywano kilkakrotnie wodą destylowaną.

Z tak przygotowanej masy ziarnistej kwarcu wydzielano 7 porcji o łącznej wadze około 1,5 g. Jedną porcję przeznaczano do pomiaru termoluminescencji naturalnej (ryc. 2), sześć pozostałych — do pomiaru termoluminescencji sztucznej. Trzy z sześciu porcji przeznaczonych do pomiaru termoluminescencji sztucznej poddawano naświetlaniu promieniami lampy ultrafioletowej przez jedną dobę w celu pozabawienia próbki energii promieniowania, a trzy pozostałe otrzymywały dawki promieniowania gamma z bomby kobaltowej ^{60}Co o wartościach 5, 10 i 12 kradów (z dokładnością do 1,5%). Naświetlanie bombą kobaltową wykonano w Akademii Medycznej w Gdańsku.

Pomiary termoluminescencji naturalnej i sztucznej były wykonywane na termoluminescencyjnym czytniku-analizatorze, model 770 (Butrym 1981), sprzężonym z rejestratorem XY, umożliwiającym bardzo dokładne pomiary krzywej termoluminescencyjnej. Pomiary na czytniku wykonywano przy napięciu fotopowielacza 750 V, co odpowiada testowi fotopowielacza 520 przy szybkości grzania $2^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$. Dla każdej próbki wykonywano 20 pomiarów termoluminescencji sztucznej i 20 pomiarów termoluminescencji naturalnej, po czym obliczano wartości średnie w zakresie tzw. pików wysokotemperaturowego, pojawiającego się w granicach temperatury od 270 do 300°C .

Datowania TL wykonał drugi z autorów (S. Fedorowicz) w laboratorium TL w Katedrze Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego.

Wyniki datowań TL. ich ocena i wnioski

Wyniki datowań TL zestawiono w tabeli I w odniesieniu do konwencjonalnego podziału osadów plejstocenijskich według R. Galona (1934) i podziału chronostratygraficznego tych osadów według E. Drozdowskiego (1979).

Uderzający jest przede wszystkim wyraźny porządek chronologiczny, w jakim układają się uzyskane daty zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Porządek ten zgodny jest z sekwencją stratygraficzną datowanych osadów i ich rozprzestrzenieniem lateralnym. Poczynając do najmłodszej uzyskanej daty (Morsk UG 131—15,4 tys. lat wstecz) po najstarszą (Morsk UG 139—52,9 tys. lat wstecz), zaznacza się stały, nie zakłócony inwersją chronologiczną trend starzenia się osadów z głębokością. Ten porządek chronologiczny zaznacza się nawet w obrębie jednej warstwy, niezależnie od typu litologicznego osadu. Istnieje również korelacja lateralna pomiędzy gliną morenową drugiego poziomu glacialnego w Morsku (UG 136—52,2 tys. lat wstecz i UG 137—52,7 tys. lat wstecz) a gliną morenową tego samego poziomu glacialnego w Sartowicach Górnych (UG 145—51,3 tys. lat wstecz), oddalonych od Morska o 5 km.

Innym zasługującym na szczególną uwagę zjawiskiem jest grupowanie się uzyskanych dat w dwóch przedziałach czasowych, odpowiadających drugiemu i pierwszemu poziomowi glacialnemu, odpowiednio od 52,9 do 51,3 tys. lat wstecz i od 16,6 do 15,4 tys. lat wstecz. Dzieliący je okres przypada na interstadium grudziądzki. Biorąc pod uwagę najmłodszą uzyskaną datę dla gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego (Sartowice Górne UG 145—51,3 tys. lat wstecz) i najstarszą datę osadu w obrębie pierwszego poziomu glacialnego (Morsk — UG 135—16,6 tys. lat wstecz), interstadium ten trwał około 34000 lat, od 51 do 17 tys. lat wstecz. Są to oczywiście przybliżone dane, bez uwzględnienia standardowego błędu metody datowania, ocenianego na 15%, który wzrasta w liczbach bezwzględnych wraz z wiekiem osadu.

Z interstadiumu grudziądzkiego znane są, jak dotąd, osady wypełnień kopalnych rynien subglacialnych ze szczątkami redeponowanej fauny mięczaków oraz datowane metodą TL osady lessopodobne. Sedymentacja tych ostatnich trwała, w świetle wyników datowań TL wykonanych przez W. N. Szelkoplasa (Drozdowski 1979), około 8000 lat, tj. od 51 do 43 tys. lat wstecz. Uzyskaną obecnie nową datę dla osadów lessopodobnych w Sartowicach Górnych (UG 144—50,5 tys. lat wstecz) należałoby zatem odnieść do początkowej fazy interstadiumu grudziądzkiego, podobnie jak poprzednią datę (51000 ± 8000 lat wstecz), którą dla tego samego stanowiska otrzymał W. N. Szelkoplas. Różnica między obu datami wynosi tylko 500 lat, co wobec wielkości dat daje niecały 1% błędu! Ta niezwykła wprost zbieżność wyników obu datowań świadczy o wiarygodności wyznaczonego wieku osadu, jak też o podobieństwie metody datowań TL.

Dużą wymowę sedymentologiczną i paleogeograficzną mają datowane po raz pierwszy piaski międzymorenowe i ły warwowe, wchodzące w skład pierwszego i drugiego poziomu glacialnego (tzw. I i II fluwioglacjał według R. Galona, 1934). Wiek tych osadów okazał się bardzo zbliżony do wieku

przykrywających je glin morenowych, co zdaje się wskazywać na ich bezpośredni związek genetyczny. Jest to argument przemawiający za łączeniem osadów międzymorenowych z przykrywającą je warstwą gliny morenowej w jeden poziom glacialny, a więc za istnieniem na obszarze dolnego Powiśla niepełnych, asymetrycznych serii glacialnych (por. Galon 1981), obejmujących oprócz gliny morenowej tylko spągowe osady wodnolodowcowe. Jest to nie tylko ważny dowód chronostratygraficzny, lecz również wskaźnik dla badań sedymentologicznych, zmierzających do wyjaśnienia przebiegu i warunków środowiskowych depozycji osadów międzymorenowych.

Uwagi końcowe

Jakkolwiek uzyskane daty TL zgodne są z kryteriami geologicznymi, nie w pełni jasny jest problem „punktu zerowego” energii promieniowania datowanych osadów, a ściślej warunków i procesów powodujących wygaszenie pierwotnej sumy światła zmagazynowanej w minerałach w momencie ich depozycji. Za główny czynnik kasujący własności termoluminescencyjne osadu uważa się na ogół światło słoneczne. Ostatnio podkreśla się szczególną w nim rolę promieniowania ultrafioletowego (Punning i Raukas 1983, Hütt i inni 1983).

Osady deponowane w warunkach subglacialnych, w jakich powstawała główna masa datowanych glin morenowych (por. Olszewski 1974, Drozdowski 1974, 1979), powinny być — w myśl tych poglądów — pozostawać poza zasięgiem tego unifikującego regulatora energii promieniowania minerałów. Czym wobec tego tłumaczyć stwierdzoną zgodność wyników datowań TL z następstwem stratygraficznym datowanych osadów? Zapewne wchodzi tu w grę inne, nie rozpoznane jeszcze czynniki, związane z fizykochemicznymi warunkami transportu osadów, jak na przykład sugerowane w literaturze (Morozow 1969, Dreimanis i inni 1978) procesy kruszenia i rozdrabniania ziarn minerałów podczas transportu subglacialnego.

LITERATURA

- Butrym J. 1981, *Datowanie absolutne osadów czwartorzędowych zmodyfikowaną metodą termoluminescencyjną*, Komitet Badań Czwartorzędu, Sprawozdania z badań naukowych. 4.
- Dreimanis A., Hütt G., Raukas A., Whippey P. W. 1978, *Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: I. Thermoluminescence dating*, Geoscience Canada, 5, 2.
- Drozdowski E. 1967, *Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50000, arkusze Chelmno*, Dok. Geogr. IG PAN, 2.
- Drozdowski E. 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geogr. IG PAN, 104.
- Drozdowski E. 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 132.
- Drozdowski E. 1980, *Chronostratigraphy of the Vistulian Glaciation on the lower Vistula River*, Quatern. Stud. in Poland, 2.
- Drozdowski E., Tobolski K. 1972, *Stanowiska interglacjalne eemskiego w Basenie Grudziądzkim*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., ser. A, 25.

- Drozdowski E., Berglund B. E. 1976, *Development and chronology of the lower Vistula River valley, North Poland*, Boreas, 5, 2.
- Fleming S. J. 1970, *Thermoluminescence dating: refinement of the quartz inclusion method*, Archaeometry, 12, 2.
- Galon R. 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Prace Geogr. nad Polską Pn-Zach., 12—13.
- Galon R. 1981, *Zagadnienie serii glacialnej na przykładzie plejstocenu nad dolną Wisłą i dolną Drwęcą*, Z badań czwartorzędu w Polsce, 23, Biul. Inst. Geol., 321.
- Hammen T. van der, Wijmstra T. A., Zagwijn W. H. 1971, *The floral record of the Late Cenozoic of Europe* (w:) Turekian K. K. (red.), *Late Cenozoic glacial ages*, Yale Univ. Press.
- Hedberg H. D. (red.) 1976, *International stratigraphic guide*, New York.
- Hütt G., Punning J.-M., Mangerund J. 1983, *Thermoluminescence dating of the Eemian-Early Weichselian sequence at Fjøsanger, western Norway*, Boreas, 12, 4.
- Hütt G., Raukas A. 1977, *Perspektywy ispolzowanija termoluminescentnogo mietoda dla opriedielienija wozrasta czetwierticznych otłożenij*, Biul. Kom. po Izucz. Czetw. Per., 47.
- Makowska A. 1970, *Osady organogeniczne interglacjalju eemskiego w Mniszku kolo Grudziądza*, Kwart. Geol., 14.
- Makowska A. 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of the Vistulian Glaciation in the lower Vistula region*, Quatern. Stud. in Poland, 2.
- Mojski J. E. 1980, *Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish lowlands*, Quatern. Stud. in Poland, 2.
- Mojski J. E. 1982, *Outline of the Pleistocene stratigraphy in Poland* (w:) *Geology in Poland*, Biul. Inst. Geol., 343.
- Morozow G. W. 1969, *Opriedielienije odnositielnogo wozrasta antropogienowych tłożenij*, Naukowa Dumka, Kijów.
- Olszewski A. 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sec. C, 8, 2.
- Punning J.-M., Raukas A. 1983, *The age of tills: problems and methods* (w:) Evenson E. B., Schlüchter Ch., Rabassa J. (red.), *Tills and related deposits*, Balkema, Rotterdam.
- Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion*, Warszawa.
- Wintle A. G. 1981, *Thermoluminescence dating of sediments*, Quatern. Sci. Rev., 1.
- Wysoczański-Minkowicz T. 1982, *Climatostratigraphic subdivision of the last cool period (Vistulian)*, Quatern. Stud. in Poland, 3.

ЭУГЕНИУШ ДРОЗДОВСКИ
СТАНИСЛАВ ФЕДОРОВИЧ

НОВЫЕ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ДАТИРОВКИ ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНА НА НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВИСЛЫ

Стратиграфический разрез гляциогенных отложений вистулиана на нижнем течении реки Вислы состоит из трёх пластов моренных суглинков, которые вместе с разделяющими их водноледниковыми осадками достигают мощностью в 80 метров. Первый из авторов (Дроздовски 1979) подразделил этот разрез на три больше хроностратиграфические единицы, из которых нижняя отвечает ранней фазе среднего вистулиана, средняя — диапазону времени названному грудзэндским интерстадиалом, а высшая — позднему вистулиану (см. Таб. 1). Основой для такого подразделения послужили результаты

седиментологических исследований, а также одна ^{14}C и 4 термолюминесцентные (ТЛ) датировки, эти последние сделанные В. И. Шелкоплясом.

Новые датировки ТЛ произвёл в лаборатории ТЛ Университета в Гданьске другой из авторов (С. Федорович) на образцах моренных суглинков, водноледниковых песков и ленточных глин, взятых из стратотипичного разреза оледенения вистулиана в Морске. Один образец был также взят из датированных раньше лёссовидных осадков в Сатровицах Гурных (рис. 1). Полученные даты группируются в двух временных интервалах, отвечающих второму и первому гляциальным горизонтам, соответственно от 52,9 до 51,3 тыс. лет назад и от 16,6 до 15,4 тыс. лет назад. Образец лёссовидных отложений из Сатровиц Гурных дал результат только на 500 лет моложе, чем результат полученный из того же отложения Шелкоплясом. Это свидетельствует о достоверности определённого возраста, как и сходстве метода датирования ТЛ.

Новые даты ТЛ подтверждают прежнюю гипотезу Дроздовского о двоекратном наступании скандинавского ледника на территорию нижнего Повисля во время двух мегастадиалов последнего оледенения. Разделяющий их период грудзёнэдского интерстадиала, в свете полученных до сих пор дат ТЛ и ^{14}C , продолжался около 34000 лет, от около 51 до 17 тыс. лет назад.

Существующее сходство между результатами ТЛ и стратиграфической последовательностью водноледниковых и ледниковых отложений, которые главным образом образовались в субгляциальных условиях, по всей вероятности указывает на стирание прогенетической светосуммы минералов в условиях субгляциальной транспортировки. Может быть в результате дробления зёри минералов, на что указывали уже раньше некоторые обмеры (Морозов 1969, Хют и Раукас 1977).

Пер. Г. Дроздовска

EUGENIUSZ DROZDOWSKI
STANISŁAW FEDOROWICZ

NEW THERMOLUMINESCENCE DATING OF THE VISTULIAN DEPOSITS ON THE LOWER VISTULA RIVER

The stratigraphic sequence of the Vistulian glaciogenic deposits on the lower Vistula River comprises three regionally persistent till strata which together with sands and varved clays separating them are up to 80 m thick. The first of the authors (E. Drozdowski 1979) subdivided this sequence into three large chronostratigraphic units (see Table 1), the lower of which corresponds to the early Middle Vistulian, the middle to what is called by him Grudziądz Interstadial, whereas the upper unit corresponds to the Late Vistulian, that is to the Leszno Phase, Poznań Phase, and Pomeranian Phase altogether. This subdivision was based on the results of sedimentological research as well as one ^{14}C and four thermoluminescences (TL) dating of loess-like sediments, the latter performed by V. I. Shelkopyas.

New TL dating, carried out by the second author (S. Fedorowicz) in TL laboratory at Gdańsk University, were made on different non-eolian deposits: tills, sands and varved clays from the stratotype sequence at Morsk (Fig. 1). One sample was taken also from the loess-like sediments at Sartowice Górne, previously dated by Shelkopyas. The results are grouped into two large time intervals, corresponding to the second and the first glacial horizons (Table 1), from 52,900 to 51,300 and from 16,600 to 15,400 years B. P. respectively (with 15 per cent measurement error). The sample of loess-like sediments from Sartowice Górne yielded a date

only 500 years younger than the previous date. This coincidence points to the reliability of age determination and to the similarity of the dating techniques used.

The new TL-dates provide further evidence of two advances of the Scandinavian ice sheet during two large megastadials of the Vistulian Glaciation. The Grudziądz Interstadial separating them, in the light of available yet ^{14}C and TL-dates, lasted about 34,000 years, from about 51,000 to 17,000 years B. P.

There is a striking consistence between the obtained TL-dates and the stratigraphic sequence of glaciofluvial and glacial (till) deposits (see Table 1), the bulk of which is subglacial in origin. This consistence appears to point to the quenching of the stored light sum by some unspecified processes during subglacial transportation of the sediment. It is possible that crushing and comminution of mineral grains, as suggested by some authors (Morozow 1969, Hütt and Raukas 1977), may be responsible for this phenomenon.

Translated by *Eugeniusz Drozdowski*

EDWARD WIŚNIEWSKI
ANDRZEJ PIETKIEWICZ

Stanowisko interglacjału eemskiego w Podleśnem koło Braniewa

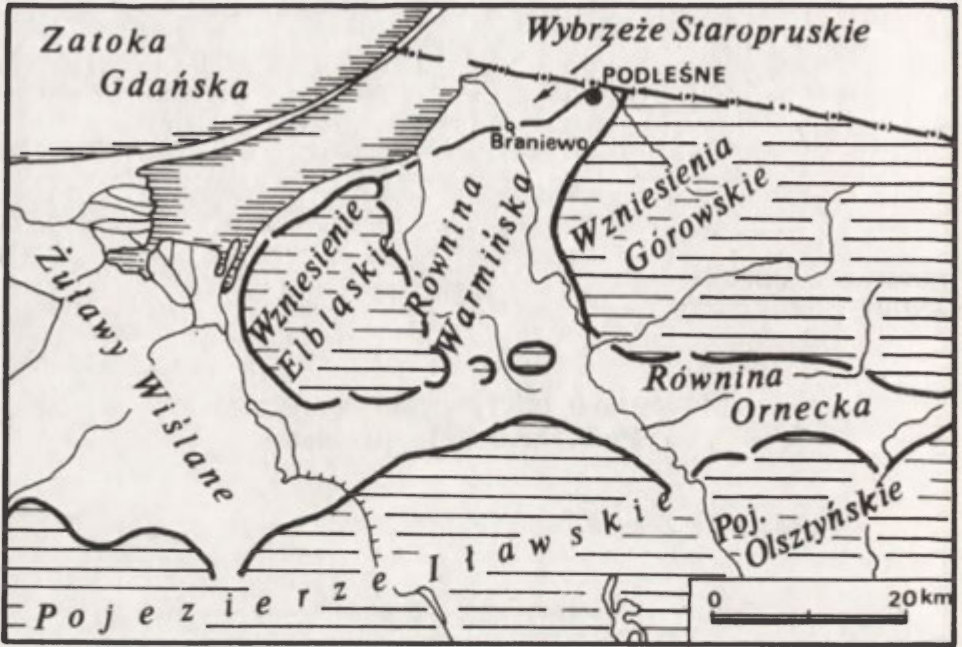
Stand of the Eemian Interglacial in Podleśne near Braniewo

Zarys treści. Notatka zawiera wyniki wstępnych badań dotyczących wieku torfu występującego pod gliną morenową w Podleśnem na północo-wschód od Braniewa. Analiza paleobotaniczna trzech prób tego osadu organicznego wskazała na jego depozycję podczas interglacjału eemskiego.

W 1966 r. A. Pietkiewicz zwrócił uwagę na istnienie interesującego profilu geologicznego w miejscowości Podleśne koło Braniewa, uzyskanego podczas wiercenia w celu ujęcia wody. Na głębokości 4 m pod powierzchnią terenu stwierdzono tam zaleganie 1-metrowej warstwy torfu, a ponieważ wśród osadów przykrywających tę warstwę znajduje się również 1,5-metrowej miąższości pokład gliny morenowej, określono wówczas wiek tego torfu na interstadiał mazurski (Pietkiewicz 1966). Po kilkunastu latach postanowiono wrócić do zagadnienia torfu z Podleśnego, poddając go wstępnej analizie palinologicznej.

Według podziału regionalnego Polski (Kondracki 1978) Podleśne leży w północnej części Równiny Warmińskiej na granicy z Wybrzeżem Staropruskim, w odległości 7 km na północo-wschód od Braniewa i 2 km od granicy państwowej z ZSRR (ryc. 1). Od wschodu do Równiny Warmińskiej przylegają Wzniesienia Elbląskie z kulminacją 216 m npm. (Góra Zamkowa), a od zachodu Wzniesienia Elbląskie o maksymalnej wysokości 197 m npm. Równinę Warmińską odwadniają głównie dwie rzeki: Bauda i Pasłęka, uchodzące do Zalewu Wiślanego. Północno-wschodnim skrajem Równiny Warmińskiej, na granicy z Wybrzeżem Staropruskim, płynie jeszcze w odległości około 1 km na wschód od Podleśnego mały ciek zwany Banówką, który uchodzi również do Zalewu Wiślanego.

Rzeźba północnej części Równiny Warmińskiej jest mało urozmaicona. Podczas wycofywania się ostatniego lądolodu w wyniku podparcia wód, w obniżeniu pomiędzy Wzniesieniem Elbląskim od zachodu a Wzniesieniami Gó-



Ryc. 1. Orientacyjny szkic położenia Podleśnego
Approximate sketch of Podleśne's situation

rowskimi od wschodu, utworzyło się znacznych rozmiarów zastoisko, którego kolejne etapy zanikania zostały zapisane w obrębie Równiny Warmińskiej szeregiem rozległych stopni, wznoszących się od Wybrzeża Staropruskiego w kierunku Wzniesień Górowskich.

Podleśne położone jest na rozległym stopniu o wysokości 30–44 m n.p.m. i szerokości kilku kilometrów. Na jego powierzchni zalegają miejscami brunatne, tłuste ropy. Według L. Daukszy (1972) stopień ten jest dnem Równiny Warmińskiej.

Jak wynika z wierceń archiwalnych, w budowie geologicznej omawianego obszaru biorą udział od powierzchni utwory czwartorzędowe o różnicowanej miąższości, przy czym owe różnice występują na stosunkowo niewielkich odległościach. Na przykład w Braniewie miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od 2 m do 100 m, a w Rogitach, około 3 km na północ-wschód od Braniewa, od 16 m do 51 m (Dauksza 1972).

Liczba pokładów glin morenowych w poszczególnych profilach geologicznych jest różna. Niekiedy występuje tylko jeden pokład gliny morenowej, ale odnotowano również profile z występowaniem czterech warstw gliny morenowej o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Gliny morenowe poroździelane są seriami piaszczystymi, brukiem pomorenowym, mułkami, a niekiedy spotyka się również warstwy torfu.

Pod utworami czwartorzędowymi najczęściej występują miocenijskie ropy, piaski kwarcowe, pyły z mika i węgiel brunatny, a rzadziej oligocenijskie

piaski glaukonitowe lub pyły pliocenские. Strop osadów trzeciorzędowych nie jest równy, lecz tworzy obniżenia i elewacje. np. w okolicy Braniewa do + 15 m, a na wschód od Banówki w okolicy Żelaznej Góry do + 20 m. Miąższość osadów trzeciorzędowych maleje w kierunku południowym. W rejonie Braniewa wśród osadów czwartorzędowych spotyka się porwaki trzeciorzędowe.

Wiercenie w Podleśnem wykonane w 1962 r. w celu ujęcia wody, zlokalizowano na wysokości 40 m npm., a więc na głównym, najrozleglejszym stopniu Równiny Warmińskiej.

Szczegółowy opis utworów czwartorzędowych w archiwalnym profilu geologicznym i uproszczony opis osadów trzeciorzędowych przedstawia się następująco:

- 0 — 0,1 m — gleba
- 0,1 — 1,0 m — piasek drobnoziarnisty, zagliniony
- 1,0 — 3,0 m — glina piaszczysta
- 3,0 — 4,0 m — piasek drobnoziarnisty
- 4,0 — 5,0 m — torf ziemisty
- 5,0 — 7,0 m — mułek pylasto-piaszczysty
- 7,0 — 8,0 m — piasek drobnoziarnisty, zapylony
- 8,0 — 10,0 m — piasek gliniasty
- 10,0 — 14,0 m — glina piaszczysta
- 14,0 — 15,0 m — piasek gliniasty ze żwirem
- 15,0 — 18,3 m — otoczaki ze żwirem
- 18,3 — 26,3 m — glina piaszczysta z otoczkami
- 26,3 — 27,0 m — otoczaki z gliną
- 27,0 — 55,0 m — glina piaszczysta szara z otoczkami
- 55,0 — 72,5 m — pyły, piaski drobnoziarniste z pyłem węglowym i węgiel brunatny — pliocen
- 72,5 — 76 m — piasek drobnoziarnisty z pyłem węglowym — miocen
- 76 — 78 m — ił piaszczysty z glaukonitem — oligocen

Ponieważ w archiwalnym profilu geologicznym stwierdzono występowanie na głębokości 4—5 m osadów organicznych zalegających pod 2-metrowej miąższości warstwą gliny morenowej, autorzy postanowili po dwudziestu latach powtórzyć wiercenie w tym samym miejscu w celu pobrania prób osadów organicznych do wstępnych badań paleobotanicznych. Wiercenie wykonano świdrem ręcznym, a ponieważ w miejscu pierwszego odwiertu znajduje się obecnie ujęcie wody, powtórne wiercenie zlokalizowano w miejscu najbliższym, tj. w odległości 6 m od odwiertu z 1962 r. na wysokości około 39,90 m npm.

W wierceniu, które ze względu na możliwości techniczne zakończono na głębokości 6,8 m, stwierdzono następującą sekwencję warstw:

- 0 — 0,3 m — gleba piaszczysta
- 0,3 — 0,9 m — piasek różnoziarnisty z glazikami i okruchami cegły
- 0,9 — 1,5 m — ił brunatny
- 1,5 — 1,65 m — glina piaszczysta, jasnobrunatna
- 1,65 — 2,05 m — glina silnie piaszczysta

- 2,05 — 3,0 m — glina piaszczysta, jasnobrunatna
3,0 — 6,1 m — piasek drobnoziarnisty dobrze przesegregowany, jasno-
żółty
6,1 — 6,5 m — torf ziemisty, czarny
6,5 — 6,8 m — gytia piaszczysta, zielona, przechodząca w piasek

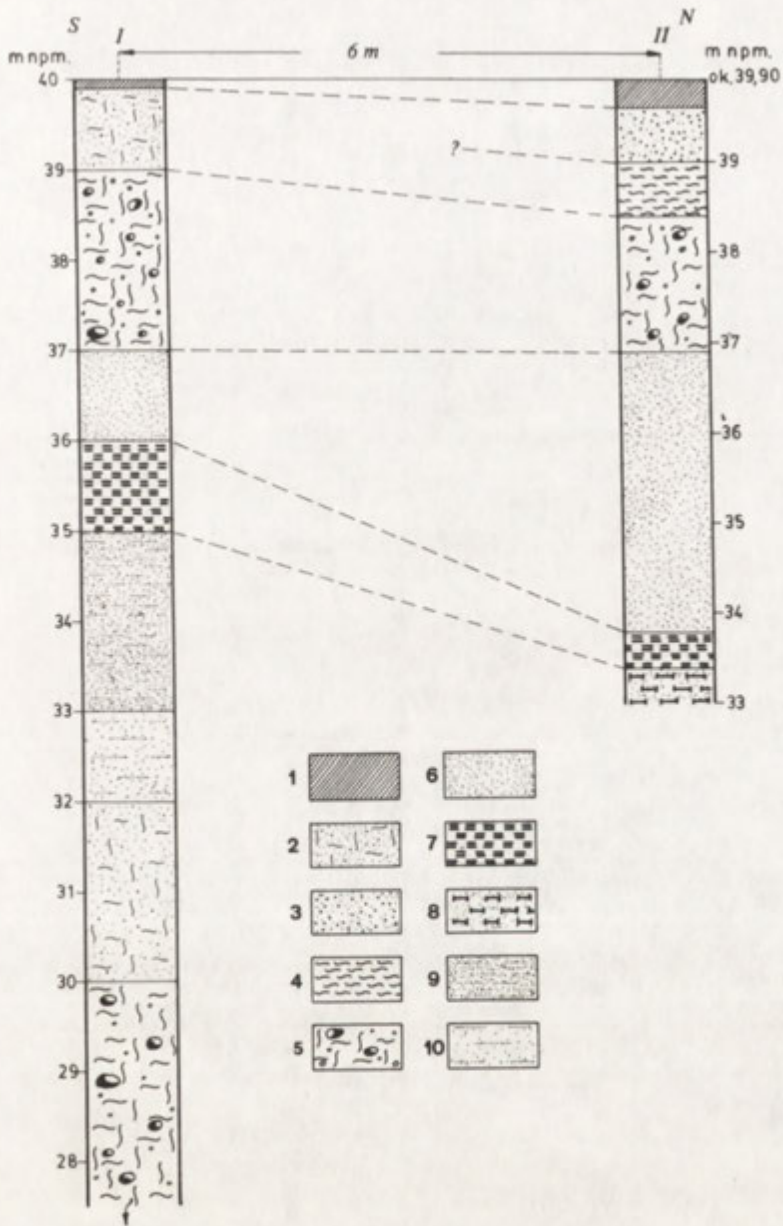
Na rycinie 2 zestawiono oba profile geologiczne, z których można od-
czytać różnice w sekwencji warstw i wysokości ich zalegania. W wierceniu
archiwalnym nie odnotowano warstwy ilu brunatnego, który 6 metrów dalej
sześćdziesięciocentymetrową warstwą zalega na górnej glinie morenowej. Wy-
konującym pierwsze wiercenie najprawdopodobniej uszedł uwadze ten osad,
który, być może, uznany został za glinę morenową. Stąd w pierwszym
wierceniu górny pokład gliny morenowej ma 2 m miąższości, a w drugim
tylko 1,5 m.

Pod górnym pokładem gliny morenowej zalegają piaski drobnoziarniste,
przy czym ich miąższość wzrasta od 1 m w pierwszym wierceniu do 3,1 m
w drugim wierceniu. Warstwa torfu ziemistego, która występuje pod pias-
kami drobnoziarnistymi zalega o ponad 2 m głębiej w drugim wierceniu
i jest znacznie cieńsza. Różna pozycja torfu w obu miejscach sugeruje, że
wiercenia zostały zlokalizowane albo na zboczu zatorfionego obniżenia, lub
że obniżenie to miało nierówne dno. Spokojny układ warstw w obu od-
wiertach nie daje podstaw do brania pod uwagę ewentualnego glacieotekto-
nicznego wyruszenia ich z pierwotnego położenia.

W powtórnym wierceniu nie dotarto ze względów technicznych do dru-
giego pokładu gliny morenowej, który w archiwalnym wierceniu występuje
na głębokości 10 m, a jego miąższość wynosi 4 m. Należy podkreślić, że
głębiej w wierceniu tym stwierdzono jeszcze zaleganie dwu pokładów glin
morenowych o dużej miąższości, na głębokości 18,3—26,3 m i 27—55 m.
Ponieważ oba pokłady glin morenowych oddzielono warstwą otoczków z gli-
ną o miąższości 0,7 m, nie jest wykluczone, że mamy tu do czynienia w prze-
czywistości z jedną gliną morenową o miąższości blisko 37 m. A więc pod
warstwą torfu, nad którym leży tylko jeden podkład gliny morenowej, wystę-
pują jeszcze dwa lub trzy podkłady glin morenowych.

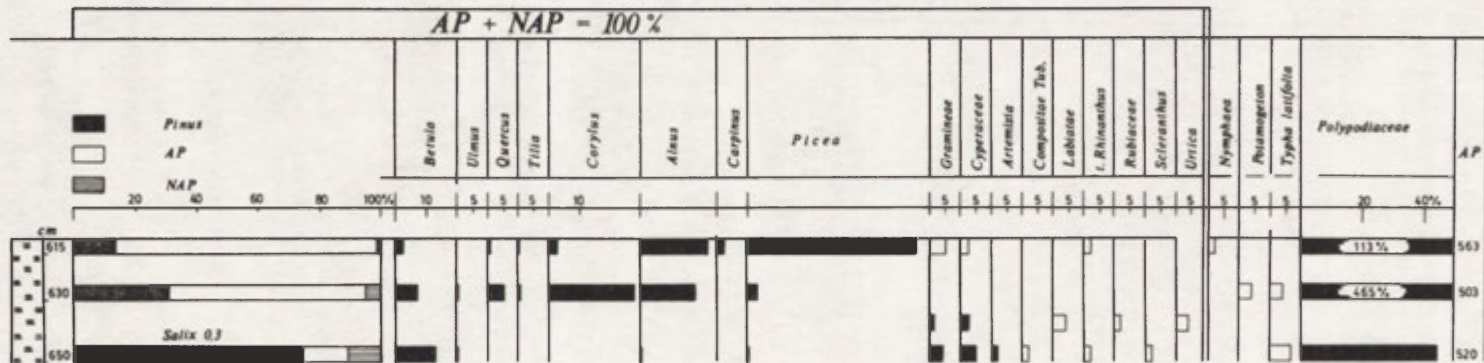
Z powtórzonego wiercenia do analizy palinologicznej udało się pobrać
cztery próby osadów organicznych z głębokości 6,6 m, 6,5 m, 6,3 m i 6,15 m.
Analizę tę wykonano w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.¹ W próbie
z głębokości 6,6 m pobranej z silnie zapiaszczonej gytii nie stwierdzono wy-
stępowania jakichkolwiek pyłków. Występowały one natomiast w pozostałych
trzech próbach (ryc. 3). Próba z głębokości 6,5 m reprezentuje roślinność
lasów brzożowo-sosnowych, dominującą w klimacie borealnym, jaki panował
w początkowych fazach interglacjału eemskiego. W próbie z tej głębokości
stwierdzono występowanie sosny (*Pinus*) — 74,6% brzozy (*Betula*) — 13,3%,

¹ Autorzy serdecznie dziękują Pani Dr Bożenie Noryśkiewicz z Instytutu Geografii UMK
w Toruniu za wykonanie analiz palinologicznych i sformułowanie wniosków.



Ryc. 2. Profile geologiczne z Podleśnego: I — profil archiwalny z 1962 r., II — profil powtórzonego wiercenia w 1982 r.; 1 — gleba piaszczysta, 2 — piasek gliniasty, 3 — piasek różnoziarnisty, 4 — il brunatny, 5 — glina piaszczysta, 6 — piasek drobnoziarnisty, 7 — torf, 8 — gytia piaszczysta, 9 — mułek piaszczysty, 10 — piasek drobnoziarnisty, zapylony

Geological profiles in Podleśne: I — archival profile from 1962, II — profile of repeated drilling in 1982; 1 — sandy soil, 2 — loamy sand, 3 — vari-grained sand, 4 — brown clay, 5 — sandy till, 6 — fine-grained sand, 7 — peat, 8 — sandy gyttja, 9 — sandy silt, 10 — fine-grained sand with silt



Ryc. 3. Histogram pyłkowy trzech prób torfowych z Podleśnego koło Braniewa
 Pollenic histogram of three peat samples from Podleśne near Braniewo

oraz niewielkich zawartości świerka (*Picea*), leszczyny (*Corylus*), olszy (*Alnus*) i dębu (*Quercus*). Rośliny zielne (NAP) osiągają 10%.

W próbie z głębokości 6,3 m stwierdzono pyłki reprezentujące okres lasów mieszanych, w których panującym elementem jest leszczyna (28,6%). Ten fakt wskazuje na optimum klimatyczne interglacjalne eemskiego.

Próba z głębokości 6,15 m jest charakterystyczna dla okresu panowania lasów iglastych. Dominującym drzewem jest tu świerk (55,5%), któremu towarzyszy w dużej ilości olsza oraz inne drzewa liściaste. Ten skład pyłków jest charakterystyczny dla końca interglacjalne eemskiego.

Wszystkie analizowane próby przedstawiają dość typowy obraz interglacjalne eemskiego dla północno-wschodniej części Polski. Zdumiewający jest fakt (a wynika to przecież z uzyskanych rezultatów analiz), że cała historia roślinności ogromnego przedziału czasowego, począwszy od fazy brzożowo-sosnowej poprzez optimum klimatyczne do fazy świerkowej, została zapisana w zaledwie 35-centymetrowej warstwie osadu organicznego. W próbach z głębokości 6,3 m i 6,15 m liczna olsza (18,5% i 21,8%) oraz obficie występujące paprocie (465% i 113%) świadczą o istnieniu na tym obszarze podmokłych siedlisk.

Stanowisko interglacjalne eemskiego z Podleśnego koło Braniewa jest dotychczas prawdopodobnie najdalej na północ wysuniętym stanowiskiem w Polsce z tego okresu. Wynika to z rozmieszczenia dotychczas znanych stanowisk tego interglacjalne na obszarze Polski (Środoń 1972). Nie ten fakt jest jednak najważniejszy. Godne podkreślenia wydaje się to, że cienka warstwa torfu w Podleśnem zachowała się na obszarze poddanym egzaracji dokonywanej przez łądolód bałtycki podczas jego transgresji na obszar Polski. Zastanawiające jest także, że osady organiczne z okresu interglacjalne eemskiego w Podleśnem występują tylko pod jednym pokładem bałtyckiej gliny morenowej, podczas gdy zaledwie 70 km dalej, na obszarach wznoszących się nad Żuławami Wiślanymi, A. Makowska (1980) wydzieliła cztery pokłady glin z okresu zlodowacenia Vistulian.

Podleśne nie jest jedynym miejscem w północnej części Równiny Warmińskiej czy Wybrzeża Staropruskiego, gdzie osady organiczne występują pod jednym pokładem gliny morenowej. W podobnej sytuacji geologicznej stwierdza się ich występowanie w dwu miejscach w Rogitach, tj. około 2 km na wschód od Braniewa, a także w Braniewie. Ustalenie wieku tych osadów, a także dalsze szczegółowe badanie profilu torfowego z Podleśnego, wzbogaci niewątpliwie naszą wiedzę z zakresu stratygrafii tej części Polski.

LITERATURA

- Dauksza L. 1972, *Morfologia Niziny Braniewskiej*, Przegl. Geogr., 44, 4.
Kondracki J. 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN Warszawa.
Makowska A. 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region*, Quaternary Studies in Poland, 2.

- Pietkiewicz A., 1966, *Morfologia i aluwia powierzchniowe delty oraz dna doliny dolnej Pasłęki* (maszynopis w archiwum UMK w Toruniu).
- Śröder A. 1972, *Roślinność Polski w czwartorzędzie* (w:) W. Szafer i K. Zarzycki (red.) *Szata roślinna Polski*, t. 1, PWN Warszawa.

ЭДВАРД ВИСЬНЕВСКИ
АНДЖЕЙ ПЕТКЕВИЧ

СЛЕДЫ ЕЕМСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В ПОДЛЕСЬЕМ ВБЛИЗИ БРАНЕВА

В архивном геологическом профиле с 1962 года в Подлесьем вблизи Бранева, расположенном на высоте 40 м н.у.м., обнаружен метровый слой торфа, залегающий под волунном суглинком мощностью в 2 м. В 1982 г. повторилось здесь бурение ручным буровом и были взяты образцы органических отложений к предварительному палинологическому анализу*

Слой торфа мощностью в ок. 40 см лежит на глубине 6,1—6,5 м. Непосредственно над торфом находится слой в 3,1 м мелкозернистого песка, затем слой валунного суглинка в 2,5 м. Валунный суглинок покрывает по очереди: слой бурой глины мощностью в 60 см и похожей мощности уже до самой поверхности разнозернистые пески с валунами. По техническим причинам бурение окончилось на глубине 6,8 м. Как вытекает из архивных бурений, под слоем торфа залегают ещё три пласта валунных суглинков.

Из повторяемого бурения к предварительному палинологическому анализу удалось выбрать четыре образца органических отложений из глубины 6,6; 6,5; 6,3 и 6,15 м. В образце из глубины 6,6 м не обнаружена пыльца. Остальные три образца представляют собой довольно типичную картину межледниковой еемской эпохи для северо-восточной части Польши. В слое, где лишь 35 см органического отложения, записана целая история растительности того периода, начиная с берёзово-сосновой фазы, что несомненно стоит подчеркнуть. Второй интересный момент это факт, что органические отложения из межледникового еемского периода сохранились на территории, которая подвергала сильной экзарации во время оледения Вистулиан (Валдайского).

EDWARD WIŚNIEWSKI
ANDRZEJ PIETKIEWICZ

STAND OF THE EEMIAN INTERGLACIAL IN PODLEŚNE NEAR BRANIEWO

The occurrence of a 1 m-layer of peat under till 2 m thick was recorded in an archival geological section from 1962 made in Podleśne near Braniewo, which lies at 40 m a. s. l. The drilling with a gimlet was repeated at that place in 1982 and samples of organic sediments were taken for preliminary palinological analysis.

The layer of peat some 40 cm thick occurs at the depth of 6.1—6.5 m. The peat layer is covered by a 3.1 m-layer of fine-grained sand and by 2.5 m-layer of till. Till is covered by brown clay layer 60 cm thick, which, in turn, is covered by vari-grained sand with

pebbles of a similar thickness reaching to the very surface. Owing to technical reasons the drilling ended at the depth of 6.8 m. As the archival drilling proves the peat layer occurs over three layers of till.

From the repeated drilling it proved possible to take four samples of organic sediments for preliminary palinological analysis from the depth of 6.6, 6.3 and 6.15 m. No pollens were found in the sample from the depth of 6.6 m. The remaining three samples represent a fairly typical image of the Eemian for NE Poland. Only 35 cm-layer of organic sediments has recorded the entire history of plants in that Interglacial, starting from the birchen-pine stage through the climatic optimum to the spruce stage, which undoubtedly deserves attention. Another interesting thing is the fact that organic sediments from the Eemian Interglacial were preserved in an area which underwent strong glacial erosion during the Vistulian Glaciation Period.

Translated by *Aneta Dylewska*

TADEUSZ MURAWSKI

Oz Mąkowarsko-Kamionka*

Esker of Mąkowarsko-Kamionka

Zarys treści. Autor przedstawia nieznaną oz z terenu Wysoczyzny Krajeńskiej. Podaje jego cechy morfologiczne oraz charakterystykę rzeźby terenu, na którym on występuje. Przedstawia także budowę wewnętrzną ozu oraz wyniki badań strukturalnych. Na tej podstawie wyciąga wnioski dotyczące genezy formy.

Wstęp

Od jesieni 1955 do połowy 1964 r. autor prowadził badania geomorfologiczne na terenie Wysoczyzny Krajeńskiej. Wyniki badań, poza drobnymi komunikatami (Murawski 1961a, b, c, d, 1974) nie zostały dotychczas opublikowane. Wykorzystano je jednak przy sporządzaniu *Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* (1980) i *Mapy Geologicznej Polski* (1978). Ponadto wyniki badań przedstawiono na *Mapie morfogenetycznej Wysoczyzny Krajeńskiej* (Murawski 1978). Spośród wielu form glacialnych, występujących na tej wysoczyźnie, na szczególną uwagę zasługują ozy — nie tylko ze względu na ich rolę w krajobrazie polodowcowym lecz również dlatego, że są to formy bardzo szybko zanikające w wyniku eksploatacji żwirów. Wiele z ozów stwierdzonych w czasie badań obecnie już nie istnieje. Wydaje się zatem, że opis form jeszcze istniejących ma duże znaczenie dla przyszłych badań.

Wymieniony oz nie był dotychczas nigdzie opisany. Odnaleziono go w terenie w 1961 r., w tym też czasie przeprowadzono badania formy. Oz był prezentowany uczestnikom wycieczki VI Kongresu INQUA w Polsce, choć w przewodniku wycieczek nie został opisany. Nazwę ozu przyjęto, zgodnie z propozycją R. Galona (1952), od nazw miejscowości położonych na krańcach formy. Zaczyna się ona na południo-zachód od Mąkowarska, a kończy w pobliżu wsi Kamionka (ryc. 1).

* Przygotował do druku J. Szupryczyński

Morfologia ozu

Wschodnia część ozu zaczyna się wałem o długości około 750 m. Jest on zorientowany równoleżnikowo. Wschodni kraniec tego wału tkwi bezpośrednio w zatorfionym wytopisku, zachodni zaś — w płaskiej powierzchni moreny dennej, która przylega również (na niewielkim odcinku) do południowego stoku formy. Wał ozowy nie jest tutaj wysoki: maksymalnie wznosi się do 6, minimalnie do 4 m wysokości względnej. Linia grzbietowa formy ma charakter falisty. Podstawa wału w części wschodniej wynosi około 50, w zachodniej 30 m.

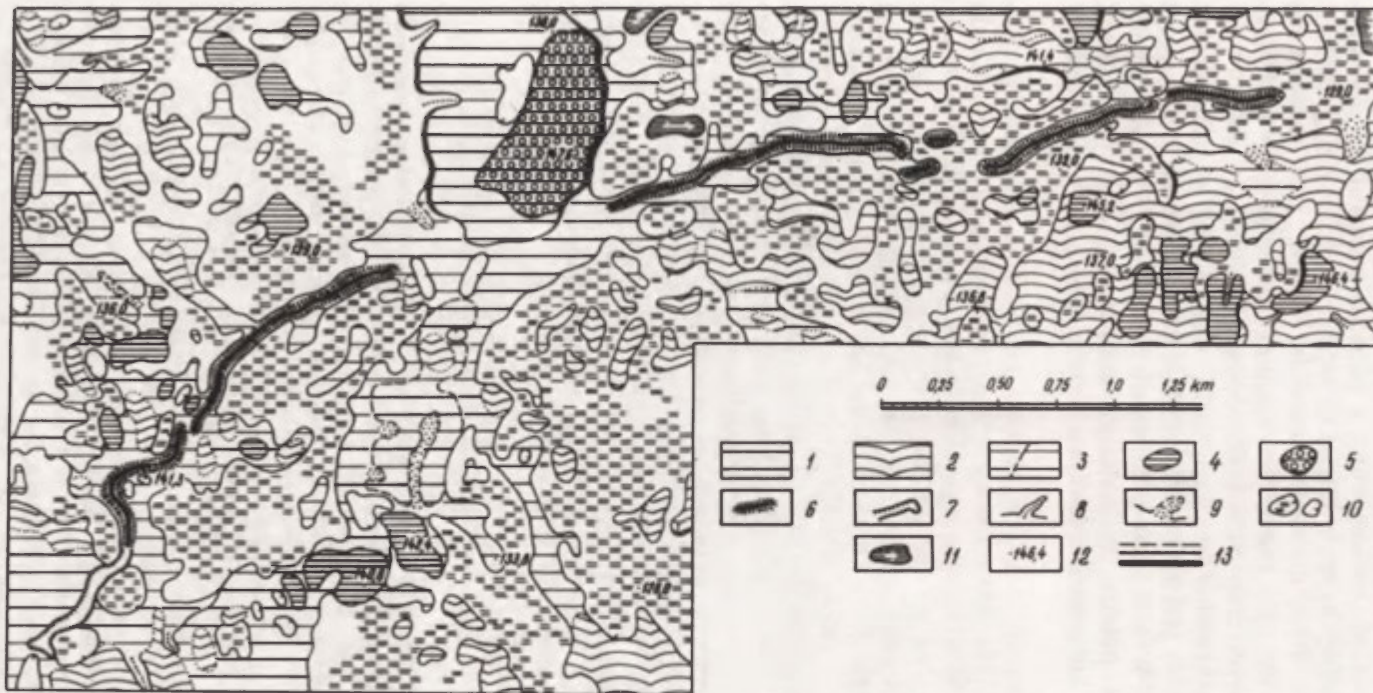


Po 70-metrowej przerwie pojawia się kolejny człon omawianego ozu. Jest to wał o długości 1300 m, zorientowany z północo-wschodu na południo-zachód; jego południowy kraniec jest lekko wygięty i ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Poza krańcem wschodnim, tkwiącym w powierzchni płaskiej moreny dennej, cała masa ozu znajduje się w obrębie rozległego wytopiska o zatorfionym dnie. Szerokość podstawy wału zawiera się w granicach 50—60 m. Maksymalna wysokość formy wynosi 8 m, minimalna około 5 m. Linia grzbietowa jest lekko falista. Największa kulminacja występuje w części wschodniej. W kierunku południowo-zachodnim wał ozowy stopniowo obniża się, w pobliżu zachodniego krańca wysokość jego jednak wzrasta i jest równa kulminacji części wschodniej. Stoki formy są wyraźnie symetryczne.

Po około 300-metrowej przerwie pojawia się kolejny odcinek ozu. Stanowi on krótki, zaledwie 250-metrowy wał o orientacji z północo-wschodu na południo-zachód. Maksymalna wysokość wynosi 4 m, szerokość podstawy nie przekracza 50 m. Na północ od niego występuje lekko przesunięty ku wschodowi również krótki wał w zarysie podobny do ozu o orientacji wschód-zachód. Długość formy wynosi około 200 m, maksymalna wysokość (w zachodniej części) — około 8 m. W kierunku wschodnim wał ten obniża się do 5 m. Szerokość podstawy formy, która tkwi całkowicie w wytopisku o zatorfionym dnie, wynosi 60—70 m. Na załączonej mapce geomorfologicznej (ryc. 2) formę tę oznaczono również jako oz, mimo, że nie wiąże się wyraźnie z pozostałymi członami omawianego ozu. Być może jest to fragment ozu powstałego w bocznym odgałęzieniu szczeliny. Nie wyklucza to jednak możliwości, że są to resztki silnie wygiętego zakola. Odległość tej formy od opisanego wyżej drugiego członu ozu wynosi w linii prostej 150 m, a od trzeciego 75 m. Powyższych danych nie uwzględniano przy obliczaniu ogólnej długości ozu.

Ryc. 1. Mapka morfogenetyczna Wysoczyzny Krajeńskiej. 1 — zasięg Wysoczyzny Krajeńskiej, 2 — moreny czołowe spiętrzone, 3 — moreny czołowe akumulacyjne, 4 — większe zespoły kemów i maren martwego lodu, 5 — pojedyncze kemy i moreny martwego lodu, 6 — wały ozów, 7 — równiny sandrowe, 8 — wytopiska, 9 — rynny, 10 — doliny i dolinki (erozyjne i denudacyjne), 11 — miejscowości: N — Nakło, Wy — Wyrzysk, Mi — Miasteczko Kraj., M — Mrocza, Ko — Koronowo, W — Więcbork, Kr — Krajenka, S — Sępólno Kraj., G — Gostyczyn, T — Tuchola, K — Kamień Kraj., Z — Złotów, D — Debrzno, Ch — Chojnice, Cz — Człuchów, C — Czarne; 12 — opisywany oz

Morphogenetic map of the Krajeńska High Plain. 1 — range of the Krajeńska High Plain, 2 — push frontal moraines, 3 — accumulation frontal moraines, 4 — large complexes of kames and dead ice moraines, 5 — single kames and dead ice moraines, 6 — esker ramparts, 7 — outwash plains, 8 — cave-in lakes, 9 — gullies, 10 — valleys and small valleys (erosional and dellen), 11 — localities: N — Nakło, Wy — Wyrzysk, Mi — Miasteczko Kraj., M — Mrocza, Ko — Koronowo, W — Więcbork, K — Krajenka, S — Sępólno Kraj., G — Gostyczyn, T — Tuchola, K — Kamień Kraj., Z — Złotów, D — Debrzno, Ch — Chojnice, Cz — Człuchów, C — Czarne; 12 — described ose



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna okolic ozu Mąkowarsko-Kamionka: 1 — wysoczyzna morenowa płaska, 2 — wysoczyzna morenowa falista, 3 — załomy w obrębie wysoczyzny, 4 — pagórki o nierozpoznanej budowie wewnętrznej, 5 — pagórki kemowe, 6 — wały ozu, 7 — oz wyeksploatowany, 8 — dolinki erozyjne, 9 — dolinki denudacyjne, 10 — wytopiska o dnie zatorfionym i bez torfu, 11 — jeziora, 12 — wysokości n.p.m., 13 — załomy terenowe (niewyraźne, do 5 m, 5—10 m)

Geomorphological map of the vicinity of the Mąkowarsko-Kamionka Oze: 1 — flat morainic high plain, 2 — rolling morainic high plain, 3 — breaks within high plain, 4 — hills with undiscovered internal structure, 5 — kame hummocks, 6 — esker remparts, 7 — exploited oze, 8 — small erosional valleys, 9 — dellen, 10 — cave-in lakes with peated and peatless bottoms, 11 — lakes, 12 — heights, 13 — land breaks (not distinct, up to 5 m, 5—10 m)

Czwarty odcinek ozu pojawia się po około 40-metrowej przerwie. Jest to wał o długości 2250 m. W części wschodniej, na odcinku około 100 m, ma on kierunek zbliżony do południkowego, dalej ma już przebieg wyraźnie równoleżnikowy na odcinku 700 m. Od około 800 metra wał przyjmuje kierunek z północo-wschodu na południo-zachód. Linia grzbietowa jest wyraźnie falista (fot. 1 i 2) — celuje pod tym względem zwłaszcza część wschodnia omawianego członu ozowego. Stosunkowo wyrównana jest część środkowa formy. W części zachodniej ma ona znów falisty charakter. Maksymalna wysokość wału nie przekracza 8 m. Szerokość podstawy wynosi tutaj: maksymalna 70, minimalna 50 m. Na znacznych powierzchniach, zarówno od strony północnej jak i południowej, do podstawy ozu dochodzą wytopiska o częściowo zatorfionych dnach.

Kolejny człon ozu pojawia się dopiero po około 920-metrowej przerwie. Lukę tę wypełnia płaska morena, w obrębie której nie stwierdzono żadnych śladów występowania ozu. Tak duża przerwa może sugerować, że są to dwa różne ozy, tym bardziej, że różnią się one nieco pod względem budowy geologicznej. Ponieważ jednak omawiany odcinek wyraźnie nawiązuje do zespołów wałów opisanych powyżej, potraktowano całość jako jedną formę; różnice budowy mogą bowiem wynikać z różnego położenia i ukształtowania tej samej szczeliny (Roszkówna 1951). Wał ten ma długość około 1900 m, a kierunek z północo-wschodu na południo-zachód (w części południowej przebieg zbliżony do południkowego). Omawiany odcinek ozu jest formą stosunkowo niską — maksymalne wysokości dochodzące do 4 m stwierdzono w części wschodniej, tym niemniej forma jest bardzo typowa dla ozu zarówno ze względu na kształt jak i na budowę geologiczną. Dalej w kierunku południowo-zachodnim linia grzbietowa wyraźnie obniża się do wysokości względnej około 2 m, jednak budowa geologiczna formy jest typowa dla ozu. Poza krańcami omawianego członu, na całej długości towarzyszą mu (zarówno od wschodu jak i od zachodu) rozległe wytopiska o dnach wypełnionych osadami organicznymi. Szerokość podstawy wału waha się od 30 do 50 m.

Długość ostatniego fragmentu ozu wynosi około 1850 m. Odcinek ten jest najbardziej wijącą się częścią formy, o ogólnej orientacji zbliżonej do południkowej. Początkowo oz ma przebieg z północy na południe. Jest to wał osiągający maksymalną wysokość 5 m przy nachyleniu stoków 7—9°. Po zmianie kierunku na zbliżony do równoleżnikowego wał osiąga maksymalną dla całego ozu wysokość bezwzględną (141,3 m n.p.m.). Wysokość względna wału wynosi około 11 m i jest również największa. Stwierdzono tu wyraźną asymetrię w nachyleniu stoków: bardziej stromy jest stok południowy (35°) niż północny (21°). Przyczynia się do tego zapewne fakt, że od południa bezpośrednio do wału ozowego przylega niewielkie zagłębienie bezodpływowe. Następnie wał zmienia kierunek na południkowy, obniżając się stopniowo do wysokości około 5 m. Począwszy od 1000 metra z ozu pozostaje już tylko negatyw formy. Sądząc z zachowanego rysunku poziomic na starych mapach topograficznych, wysokość względna formy w wyeksploatowanym miejscu nie przekraczała 5 m. Szerokość podstawy wału waha się

od 50 do 90 m. Sam oz tkwi w powierzchni moreny płaskiej. Rozległe wytopiska występują dopiero w pewnym oddaleniu od opisanego członu ozu.

Oz Mąkowsko-Kamionka składa się więc z 6 głównych odcinków i 1 podrzednego. Łączna długość formy (wraz z przerwami) wynosi 9630 m.

Morfologia terenu otaczającego oz

Pod względem hipsometrii teren w najbliższym sąsiedztwie ozu jest mało urozmaicony. Różnice wysokości pomiędzy najniżej a najwyżej położonymi punktami (ryc. 2) nie przekraczają 20 m. Mimo to teren ma żywą i urozmaiconą rzeźbę. Dominującymi elementami są rozległe zagłębienia wytopiskowe o dnach często wypełnionych osadami organicznymi. Głębokość tych form nigdzie nie przekracza 5 m. Bardzo często przylegają one bezpośrednio do wału ozowego, co sprawia wrażenie, że oz tkwi w wytopisku. Pomiędzy rozległymi wytopiskami, a także w ich obrębie, występują niewielkie powierzchnie wysoczyzny morenowej płaskiej lub falistej. W otoczeniu ozu zalega ona na wysokości 130—133 m npm., jedynie w okolicy wsi Dziedzinek (na północ od wału ozowego) do 137—138 m npm. Charakterystyczne jest rozdzielanie wysoczyzny na różne poziomy wysokościowe. Podkreślają to różnej wielkości dolinki erozyjne i denudacyjne.

Wśród form pozytywnych wyróżnia się kem w okolicy wsi Dziedzinek, stanowiący najwyższą kulminację na omawianym terenie (145,6 m npm.). Jest to pagórek o płaskiej powierzchni, zbudowany z poziomo warstwowanych piasków drobno- i średnioziarnistych. Należy więc do kemów fluwioglacjalnych (Niewiarowski 1961, 1963). Z innych form pozytywnych należy wymienić niewysokie pagórki występujące w różnych miejscach, o wysokościach 4—9 m. Żadna z tych form nie ma charakteru moreny czołowej. Ponieważ nie rozpoznano ich struktury, na załączonej mapie przedstawiono je jako pagórki o nierozpoznanej budowie wewnętrznej.

Przedstawiony zarys morfologii terenu otaczającego oz, a zwłaszcza występowanie rozległych wytopisk i niewątpliwego kemu, upoważnia do twierdzenia, że rzeźba terenu w sąsiedztwie opisywanego ozu nosi wyraźne cechy rzeźby powstałej w warunkach martwego lodu.

Budowa wewnętrzna ozu

Budowę wewnętrzną formy poznano w sześciu odślonięciach (1 w piątym, 5— w siódmym odcinku ozu). Wszystkie pięć członów wschodniej części ozu pokrywa na powierzchni brunatna glina morenowa, pod którą zalegają twory fluwioglacjalne. Pokrywa morenowa jest tutaj ciągła, ma na ogół niewielką miąższość. W odślonięciu nr 1 grubość jej dochodzi do około 80 cm (fot. 3). Zdjęcie przedstawia budowę wewnętrzną formy oglądaną w profilu poprzecznym. Biegi warstw i lamin układają się poprzecznie względem osi morfologicznej. Upady ich są natomiast zorientowane równoległe do formy i pochylają się w kierunku zachodnim. Miąższość gliny morenowej wzrasta



Fot. 1. Widok czwartego odcinka wału ozowego od północy. Na pierwszym planie wytopisko
The fourth esker rampart, view from North. Cave-in lake in the first plan



Fot. 2. Wał ozowy w okolicy wsi Dziędzinek wraz z towarzyszącymi mu wytopiskami
The esker rampart near Dziędzinek village with cave-in lakes

w zachodnim krańcu (tuż przed dłuższą przerwą) omawianej części ozu do 3—4 m. W układzie warstw fluwioglacjalnych w tej części ozu nie stwierdzono zaburzeń, co wobec pokrycia formy zwartym płaszczem morenowym może sugerować, że ten odcinek powstał subglacjalnie.

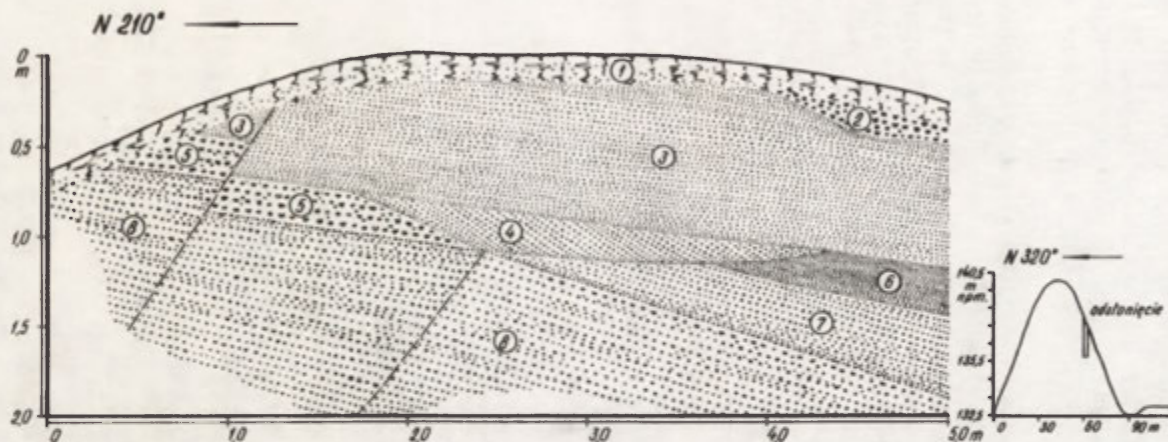
Zupełnie inną budowę ma zachodnia część ozu. Jest to forma zbudowana od powierzchni z utworów fluwioglacjalnych. Gлина morenowa występuje jedynie w niewielkich płatach, głównie na stokach formy.



Fot. 3. Zaburzenia warstw fluwioglacjalnych pod płatem gliny morenowej zalegającej na sto-
ku ozu
The disturbed fluvioglacial strates below clay laying in the slope of ose



Fot. 4. Przykład budowy wewnętrznej ozu, oglądanej w profilu podłużnym
The inside structure of ose in longitudinal profile

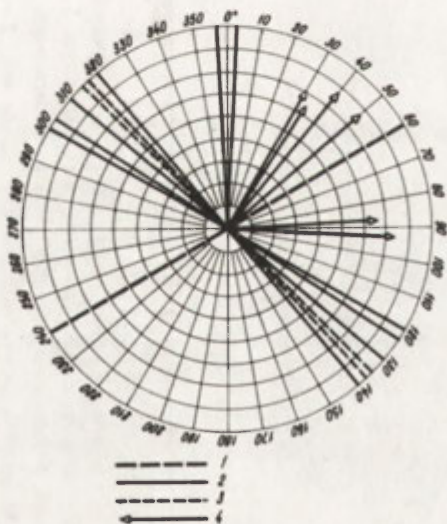


Ryc. 3. Odśnieżenie nr 2 w ozie Mąkowsko-Kamionka: 1 — piaszczysta gleba, 2 — żwir drobno- i średnioziarnisty, 3 — piasek drobno- i średnioziarnisty, 4 — piasek średnioziarnisty z domieszką gruboziarnistego, 5 — żwirek z piaskiem bardzo gruboziarnistym, 6 — piasek drobnoziarnisty, 7 — piasek gruboziarnisty z domieszką średnioziarnistego, 8 — piasek bardzo gruboziarnisty z grubo- i średnioziarnistym

Outcrop 2 in the Mąkowsko-Kamionka Ose: 1 — sandy soil, 2 — fine- and medium-grained gravels, 3 — fine- and medium-grained sand, 4 — medium-grained sand with admixture of coarse-grained sand, 5 — gravel with very coarse-grained sand, 6 — fine-grained sand, 7 — coarse-grained sand with admixture of medium-grained sand, 8 — very coarse-grained sand with coarse- and medium-grained sand

Odsłonięcie nr 2 (por. ryc. 3) położone jest na południowo-wschodnim stoku wału ozowego. Orientacja odsłonięcia jest zbliżona do kierunku osi morfologicznej, przedstawia więc ono budowę wewnętrzną formy w profilu podłużnym. Seria osadów fluwioglacjalnych została osadzona, jak to wynika z pomiarów biegów i upadów warstw (ryc. 4), przez wody płynące niemal równoległe do szczeliny. Kierunek płynięcia ustalony na podstawie kierunku upadów należy określić jako z południo-zachodu na północo-wschód oraz z zachodu na wschód. Jest to więc kierunek przeciwny niż stwierdzony w odsłonięciu nr 1.

W osadach fluwioglacjalnych omawianej odkrywki stwierdzono niemal wyłącznie uwarstwienie w fazie sedymentacji płaskiej. Tylko w jednej soczewce znaleziono laminację skośną, świadczącą o akumulacji w fazie sedymentacji wydmowej. Poszczególne warstwy zalegają zgodnie, jedynie ławica piasków osadzonych w fazie wydmowej ścina strop warstw zalegających poniżej. W dość znacznej płaszczyźnie ściany stwierdzono tylko dwa uskoki, wzdłuż których warstwy uległy przesunięciu. Linie uskoków zorientowane są prostopadle do osi morfologicznej formy (azymuty uskoków N 314° i N 317°). Oznacza to, że warstwy uległy przesunięciu nie równoległe do stoków formy, lecz w jej profilu podłużnym. Przyczyny powstania uskoków nie można zatem doszukiwać się w zaniku ścian lodowych szczeliny. Przesuwanie się poszczególnych partii ozu względem siebie musiało zachodzić, przynajmniej częściowo, przed ostatecznym zakończeniem procesu akumulacji osadów budujących



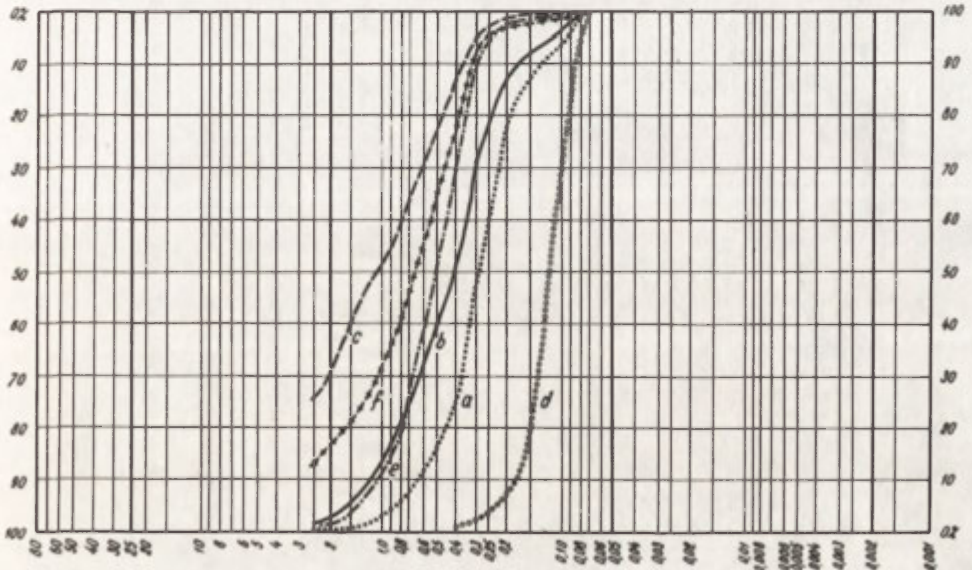
Ryc. 4. Diagram rzeczywistych biegów i upadów warstw odsłonięcia nr 2 w ozie Mąkowsko-Kamionka: 1 — oś morfologiczna formy, 2 — biegi warstw, 3 — przebieg uskoków, 4 — upady warstw

Diagram of actual dips and strikes of beds of Outcrop 2 in the Mąkowsko-Kamionka Ose: 1 — morphological axis of the form, strikes of strata, 3 — course of faults, 4 — dips of strata

formę. Świadczy o tym fakt, że jeden z wymienionych uskoków przecina wyłącznie dolne warstwy, a nie zaznacza się w warstwach nadległych.

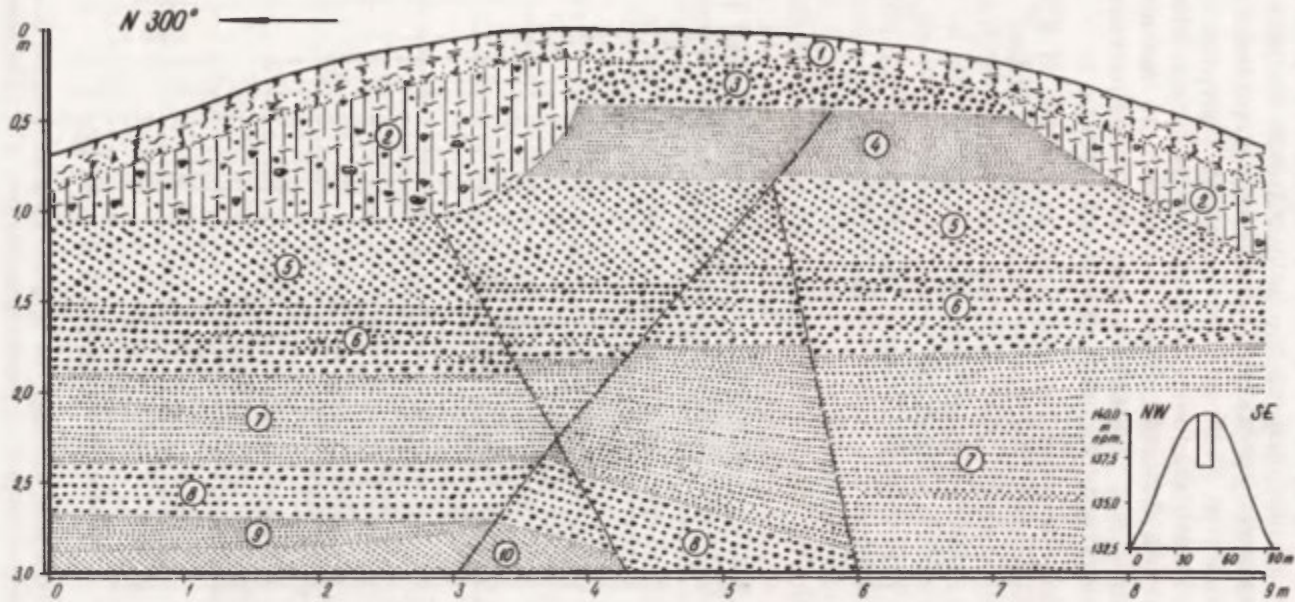
Sortowanie materiału przez wody płynące było dość silne, o czym świadczą zestawione krzywe uziarnienia (ryc. 5). Stosunkowo najłabszą segregację materiału stwierdza się w warstwach zbudowanych z osadów grubszych. Mimo dobrej pracy segregującej wód fluwioglacjalnych transport ziarn nie mógł być długi, o czym świadczą wyniki pomiarów stopnia obrotzenia, uzyskane przy pomocy graniformametry spychaczowego (Krygowski 1964).

Odsłonięcie nr 3, położone w niewielkiej odległości na zachód od wyżej omówionej odkrywki, zorientowane jest prawie prostopadle względem osi morfologicznej formy. Obejmuje ono część centralną wału ozowego i przedstawia jego budowę oglądaną w przekroju poprzecznym (ryc. 6). W wierzchołkowych partiach stoków ozu zalegają płyty gliny morenowej. Występowanie ich jest ograniczone przestrzennie. Dowodzi tego między innymi profil odsłonięcia nr 2 oraz bezpośrednie obserwacje zalegania płyt gliny w omawianym odsłonięciu. Badania na stokach (poza obrębem odsłonięcia) wykazały, że w dalszych ich partiach glina morenowa już nie występuje. Sądząc z ułożenia warstw gliny morenowej nie wydaje się, żeby pierwotnie zalegała ona zwartą pokrywą na całej powierzchni ozu. Płatowe występowanie pokrywy gliniastej nie jest spowodowane późniejszą denudacją, lecz pierwotnym



Ryc. 5. Krzywe uziarnienia osadów w odsłonięciu nr 2 ozu Mąkowarsko-Kamionka: a --- uziarnienie warstwy 3, b --- uziarnienie warstwy 4, c --- uziarnienie warstwy 5, d --- uziarnienie warstwy 6, e --- uziarnienie warstwy 7, f --- uziarnienie warstwy 8

Curves of sediments graining in Outcrop 2 of the Mąkowarsko-Kamionka Oze: a --- graining of stratum 3, b --- graining of stratum 4, c --- graining of stratum 5, d --- graining of stratum 6, e --- graining of stratum 7, f --- graining of stratum 8



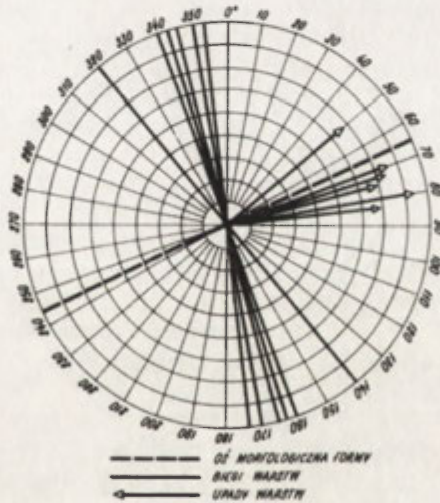
Ryc. 6. Odślonięcie nr 3 w ozie Mąkowsko-Kamionka: 1 – piaszczysto- gliniasta gleba, 2 – brunatna glina morenowa, 3 – żwir drobno- i średnio- ziarnisty, 4 – piasek średnio- i drobnoziarnisty, 5 – żwirek z piaskiem bardzo gruboziarnistym, 6 – żwirek z piaskiem bardzo gruboziarnistym, 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – żwirek z piaskiem grubo- i bardzo gruboziarnistym, 9 – pasek średnioziarnisty, 10 – piasek średnioziarnisty

Outcrop 3 in Mąkowsko-Kamionka Ose: 1 – sandy and clay soil, 2 – brown till, 3 – fine- and medium-grained gravel, 4 – medium- and fine-grained sand, 5 – gravel with very coarse-grained sand, 6 – gravel with very coarse-grained sand, 7 – coarse-grained sand, 8 – gravel with coarse- and very coarse-grained sand, 9 – medium-grained sand, 10 – medium-grained sand

lokalnym jej złożeniem. Pod osadami morenowymi, ale również od wierzchołka formy, występuje seria osadów fluwioglacjalnych o znacznej miąższości, złożonych przeważnie w fazie sedymentacji płaskiej. W dwóch przypadkach stwierdzono ławice osadzone w fazie sedymentacji wydmowej. Osady centralnej partii ozu wykazują stosunkowo niewielkie wyruszenie z pierwotnego ułożenia, polegające na poprzesuwanie wzdłuż linii uskokowych. Przesunięcia te nie spowodowały większych zaburzeń w układzie warstw.

Z pomiaru biegów i upadów warstw (ryc. 7) wynika, że górna część ozu akumulowana była przez wody płynące z zachodu na wschód lub kierunków zbliżonych. Z diagramu wynika ponadto bardzo duża zgodność kierunków działania sił akumulujących formę z jej osią morfologiczną (upady warstw równoległe do wału ozowego). Front działania siły (biegi warstw) był prostopadły do szczeliny. Uzyskane wyniki są więc całkowicie zgodne z dotychczas opublikowanymi (Dylikowa 1952, Rotnicki 1960, Wadas 1962).

Analiza obtoczenia ziarn wykazała, że droga transportu materiałów była zmienna w czasie. Była ona także stosunkowo krótka, o czym świadczy niewielki udział ziarn dobrze obtoczonych. Zdecydowaną większość stanowią ziarna graniaste i półgraniaste, co dowodzi niewielkiej obróbki materiału w czasie transportu.



Ryc. 7. Diagram rzeczywistych biegów i upadów warstw odsłonięcia nr 3 w ozie Mąkowarsko-Kamionka

Diagram of actual dips and strikes of beds of Outcrop 3 in the Mąkowarsko-Kamionka Ose

Odsłonięcie nr 4 (fot. 5) położone jest w stokowej części ozu, przy orientacji prostopadłej do osi morfologicznej formy. Również w tym odsłonięciu widać ograniczone przestrzennie zaleganie gliny morenowej — nie tworzy ona jednolitej pokrywy, lecz niewielkie płyty. W bezpośrednim kontakcie z gliną osady fluwioglacjalne są wyraźnie zaburzone. Zaburzenie polega na sfałdowaniu warstw. Jego zasięg jest ograniczony, gdyż dochodzi do stosunkowo



Fot. 5. Budowa wewnętrzna wschodniej części ozu. Odslonięcie zorientowane jest prostopadle do osi morfologicznej formy
The inside structure of eastern part of ose. The outcrop is perpendicular to morphological axis of ose



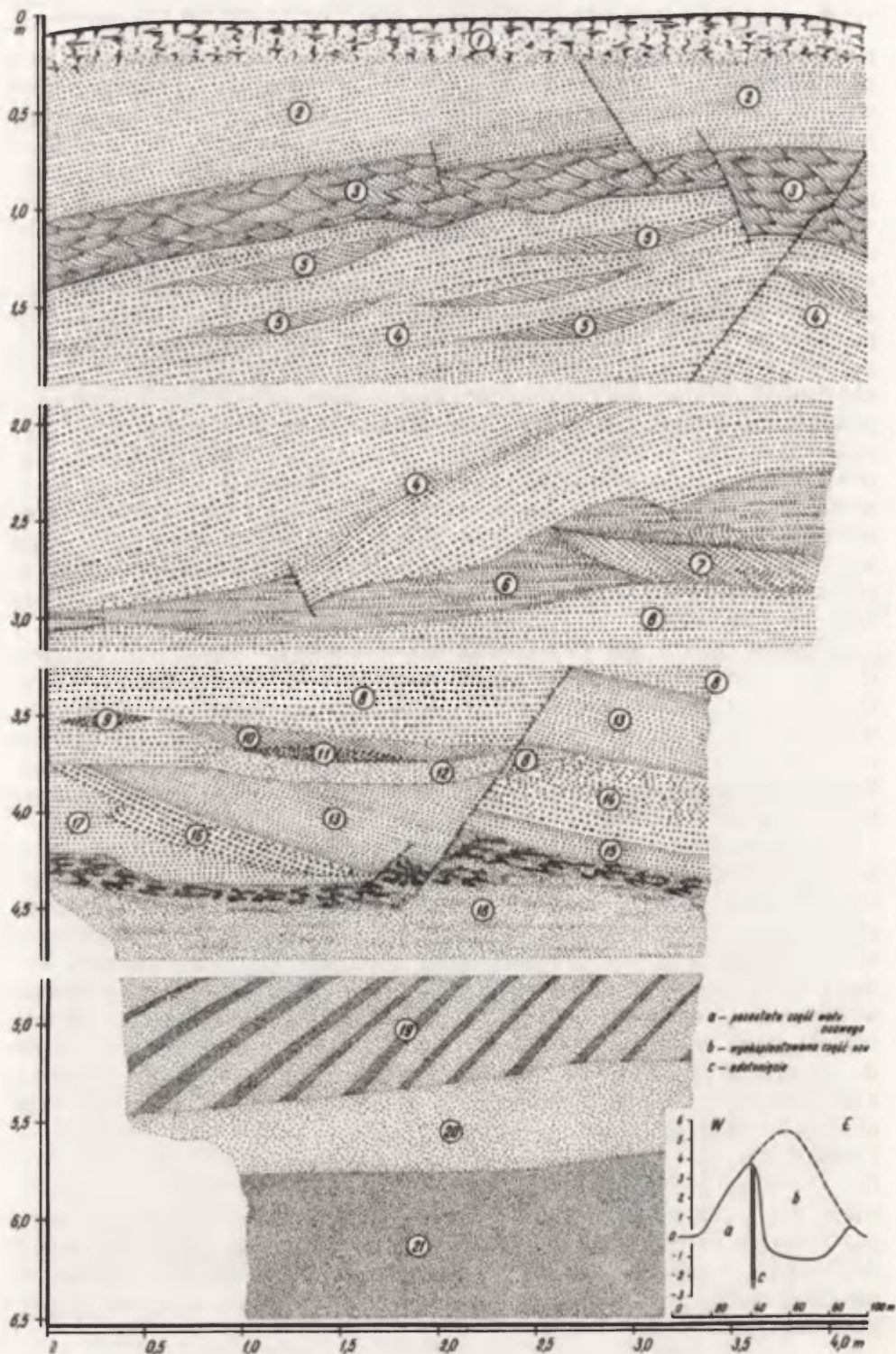
Fot. 6. Budowa wewnętrzna w profilu podłużnym ozu. Widok od strony południowej
The inside structure in longitudinal profile of ose. A view from South

niewielkiej głębokości. Pod zaburzonym fluwioglacjałem zalegają warstwy piasków i żwirów uławiconych horyzontalnie. Wynikają z tego bardzo ważne wnioski. Zaburzenia występujące bezpośrednio pod gliną morenową nie mogą być spowodowane ruchem lodu, gdyż niewytłumaczalny byłby fakt ograniczenia ich tylko do niewielkiej głębokości. W przypadku ruchu lodu otaczającego szczelinę zaburzeniami powinny być objęte również głębiej położone warstwy ozu. Powstanie tych zaburzeń wiąże się więc zapewne z procesem akumulacji gliny morenowej. Akumulacja ta nie mogła zachodzić drogą powolnego wytapiania się materiału morenowego ze stropu tunelu lodowego, gdyż nie doprowadziłoby to do powstania deformacji. Zaburzenia musiały powstać na skutek nacisku i przesuwania się dużej masy błota morenowego. Mogły więc one powstać w warunkach, gdy do otwartej ku górze szczeliny dostała się duża masa błota morenowego, zgromadzonego prawdopodobnie na krawędzi szczeliny. Tym samym ograniczone przestrzennie występowanie gliny morenowej na stokach ozu można tłumaczyć nie tyle nierównomiernością rozmieszczenia materiału morenowego w stropie lodowym szczeliny, ile ograniczonym przestrzennie bocznym napływem błotnistej masy morenowej do szczeliny otwartej ku górze. Ponieważ zjawisko płatowego występowania gliny morenowej na stokach ozu dotyczy wyłącznie zachodniej części formy, przeto i wniosek o istnieniu szczeliny otwartej ku górze dotyczy tej tylko części.

Odślonięcie nr 5 (fot. 6) położone jest w środkowej części ozu. Orientacja ścian odkrywki jest nieco skośna względem osi morfologicznej formy. Obrazuje więc budowę ozu w profilu zbliżonym do podłużnego. Odkrywkę wykonano w miejscu już częściowo wyeksploatowanym, dlatego przedstawia ona budowę formy na głębokości około 2,5 m od jej pierwotnej powierzchni. Wyniki badań strukturalnych również w tym miejscu wskazują na akumulację przez wody płynące z południo-zachodu.

Odślonięcie nr 6 (por. ryc. 8) zostało wykonane w stokowej resztkę częściowo wyeksploatowanego wału ozowego. Osady fluwioglacjalne budujące oz sięgają poniżej poziomu moreny dennej do głębokości ponad 3 m. Dokładna głębokość „zakorzenia” ozu nie jest znana. Samo odślonięcie zorientowane jest podobnie do osi morfologicznej formy i przedstawia fragment budowy ozu w profilu podłużnym. W pobliżu odślonięcia można obserwować wyraźnie dwa przeciwne kierunki upadów warstw. Znajduje to również potwierdzenie w zestawionym diagramie (ryc. 9). Warstwy zapadają równolegle do osi morfologicznej formy, co dowodzi akumulacji zorientowanej zgodnie z przebiegiem szczeliny. Kierunki upadów wskazują jednak, że forma była akumulowana przez wody płynące raz z północy na południe, drugi raz — z południa na północ. Rozpatrując kolejność poszczególnych kierunków w profilu pionowym można stwierdzić, że: a) spągowe warstwy formy akumulowane były przez wody płynące z północy na południe, b) środkowa część przez wody o kierunku południe-północ, c) górna część znów przez wody dopływające z północy. Należy tu zastrzec, że górne warstwy odślonięcia nie odpowiadają serii kończącej akumulację ozu. Warstwy stropowe zostały już wyeksploatowane.

N 188° 

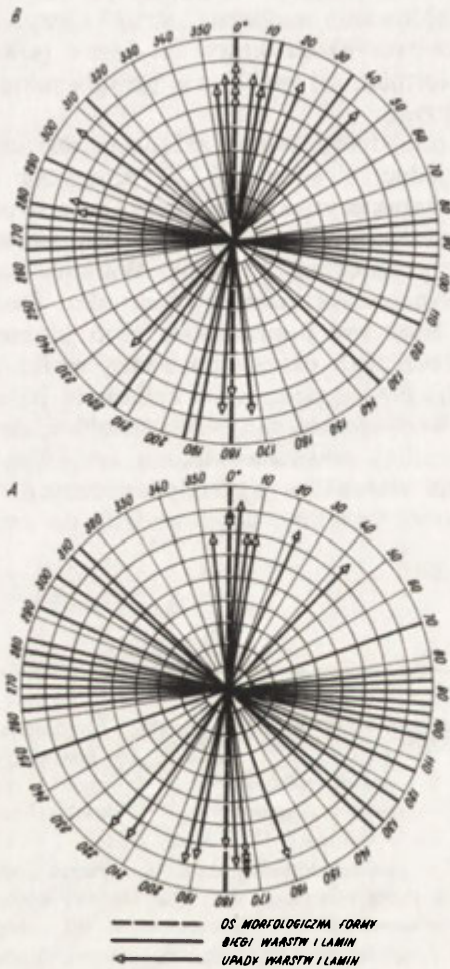


Na uwagę zasługują ponadto struktury stwierdzone na głębokości 4,5 m od powierzchni odsłonięcia, zasygnalizowane na rycinie 8. W celu dokładniejszego ich przedstawienia wykonano w terenie odrys w skali 1:1, który następnie pomniejszono do skali ryciny 10. Na tej rycinie uwypukla się fluidalny charakter struktur, w których biorą udział mulki piaszczyste i piaski drobnoziarniste. Zaburzenia polegają na poprzerzywaniu warstw mulków, rozwleczeniu ich oraz zafałdowaniu w postaci „strug” i języczków. Pod względem genetycznym mogą to być: a) struktury spływowe powstałe w warunkach wodnych na dnie zbiornika, b) struktury peryglacialne w sensie struktur czynnej strefy zmarzliny.

Omawiane odsłonięcie, a wraz z nim przedstawione struktury, były przedmiotem dyskusji na jednej z wycieczek VI Kongresu INQUA w Polsce. Zaburzenia powyższe charakteryzowano wówczas jako struktury czynnej strefy zmarzliny. Występują one bowiem w stropie serii warstw akumulowanych przez wody płynące z północy na południe. Warstwy nadległe akumulowane były przez wody płynące z przeciwnego kierunku. Zmiana kierunku przepływu wody musiała więc być poprzedzona albo okresem jej stagnowania w szczelinie (być może z tego okresu pochodzą mulki piaszczyste, biorące udział w zaburzeniach) przechodzącym w całkowity jej zanik, albo też całkowitym spłynięciem wody ze szczeliny. Jest możliwe, że w obrębie osadów złożonych na dnie szczeliny powstała wieczna zmarzlina z sezonową strefą czynną. Dalsza zmiana warunków hydrodynamicznych, a prawdopodobnie również morfologii samej szczeliny, doprowadziły do zmian kierunku przepływu wody.

Ryc. 8. Odsłonięcie nr 6 w ozie Mąkowarsko-Kamionka: 1 — piaszczysta gleba, 2 — piasek średnio- i drobnoziarnisty, 3 — piaski drobnoziarniste, 4 — piasek grubo- i średnioziarnisty, 5 — piasek średnioziarnisty, 6 — piasek drobnoziarnisty, 7 — piasek średnioziarnisty, 8 — piasek średnio- i gruboziarnisty, 9 — piasek gruboziarnisty, 10 — piasek średnioziarnisty, 11 — piasek gruboziarnisty, 12 — piasek średnioziarnisty, 13 — piasek średnio- i drobnoziarnisty, 14 — piasek grubo- i średnioziarnisty, 15 — piasek średnioziarnisty, 16 — piasek gruboziarnisty, 17 — piasek średnioziarnisty, 18 — piasek drobnoziarnisty; w stropie warstwy występują mulki piaszczyste, które są zaburzone i przemieszane z piaskiem (por. ryc. 10), 19 — naprzemianległe warstewki piasków drobnoziarnistych i łupków piaszczystych, 20 — piasek drobnoziarnisty, 21 — mulki piaszczyste

Outcrop 6 in the Mąkowarsko-Kamionka Ose: 1 — sandy soil, 2 — medium- and fine-grained sand, 3 — fine-grained sand, 4 — coarse- and medium-grained sand, 5 — medium-grained sand, 6 — fine-grained sand, 7 — medium-grained sand, 8 — medium- and coarse-grained sand, 9 — coarse-grained sand, 10 — medium-grained sand, 11 — coarse-grained sand, 12 — medium-grained sand, 13 — medium- and fine-grained sand, 14 — coarse- and medium-grained sand, 15 — medium-grained sand, 16 — coarse-grained sand, 17 — medium-grained sand, 18 — fine-grained sand; top stratum contains sandy silts which are disturbed and translocated with sand (compare Fig. 10), 19 — alternating thin layers of fine-grained sands and sandy silts, 20 — fine-grained sand, 21 — sandy silts



Ryc. 9. Diagram rzeczywistych biegów i upadów warstw oraz lamin odsłonięcia nr 6 ozu Mąkowarsko-Kamionka: A — warstwy, B — laminy
 Diagram of actual dips and strikes of beds and lamins of Outcrop 6 of the Mąkowarsko-Kamionka Ose: A — layers, B — lamins

Wnioski

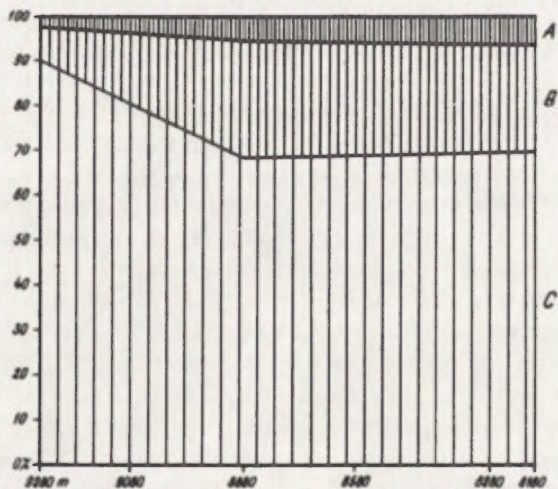
Sumując przytoczone fakty należy wskazać następujące wnioski dotyczące genezy formy:

1. kryteria morfologiczne (długa przerwa) oraz różnice budowy wewnętrznej pozwalają podzielić oz na dwa człony tj. wschodni i zachodni, różne pod względem genetycznym;
2. Budowa wewnętrzna wschodniej części ozu, mimo że została słabo rozpoznana, sugeruje, iż jest to forma powstała subglacjalnie. Wskazuje na to zwarta powłoka gliniasta, otulająca jednolicie wschodni człon ozu oraz brak zaburzeń w zbadanych odsłonięciach tej części formy. Nie zebrano jednak wystarczającego materiału dowodowego, aby wyjaśnić, czy poszczególne odcinki ozu tkwiące w wytopisku są również pochodzenia subglacjalnego. Istnieje możliwość, że część ozu znajdująca się obecnie w wytopisku była akumulowana również na lodzie. Wówczas część wschodnią omawianego ozu należałoby traktować jako formę złożoną, powstałą częściowo sub-, częściowo inglacjalnie.

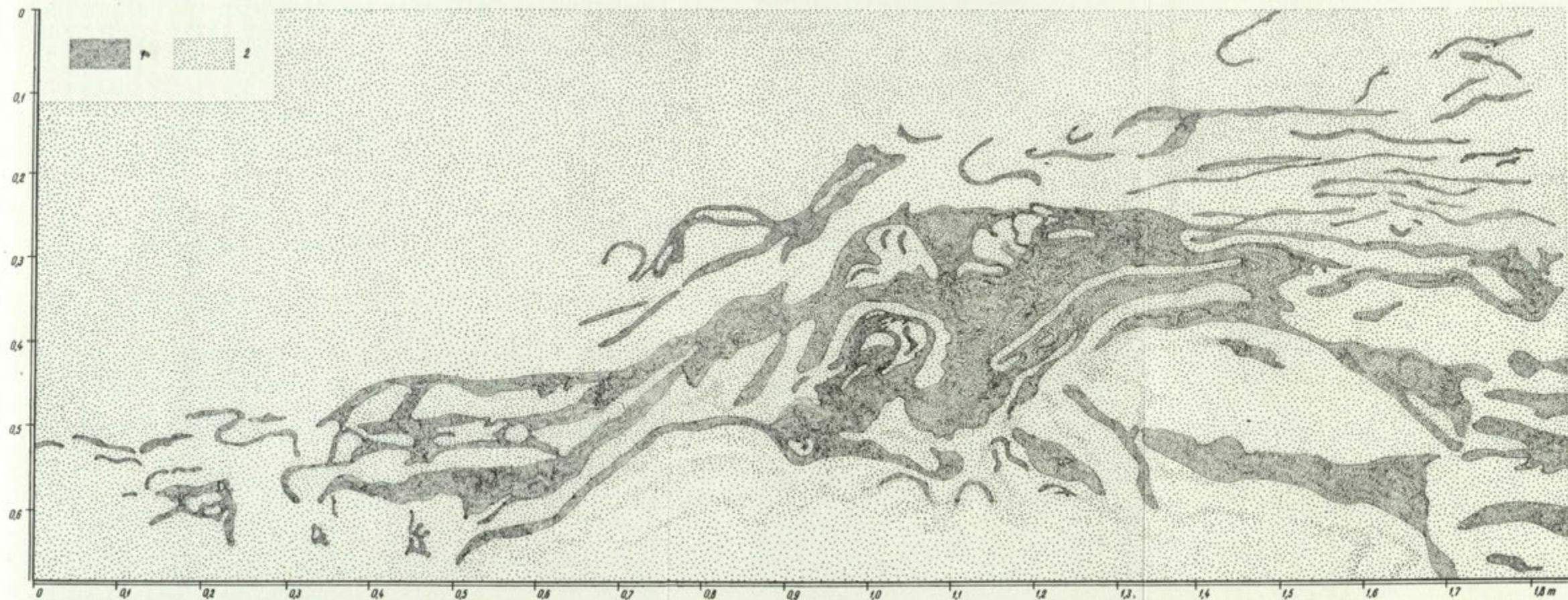
Co do złożoności ozów, nie jest to problem nowy; w polskiej literaturze geograficznej znane są opisy form ozowych złożonych pod względem genetycznym (Roszkówna 1951, Niewiarowski 1959, Skompski 1963, Churski 1964, Szupryczyński 1965, Radłowska 1966, Jewtuchowicz 1966). W literaturze zagranicznej spotykamy także opisy form złożonych (Bramer 1961, Gridin i Kobiec 1965).

3. Z faktu „zakorzenia” zachodniej części ozu wynika jednak, że bezpośrednio ją otaczająca glina morenowa, a wraz z nią ukształtowanie powierzchni terenu otaczającego, zostały utworzone później niż spągowa część formy.
4. Zachodni człon ozu wyraźnie różni się pod względem budowy geologicznej od wschodniego. Wydaje się, że część zachodnia powstała w szczelinie otwartej ku górze. Płatowe występowanie gliny morenowej w omawianej części jest spowodowane nie tyle nierównomiernym rozmieszczeniem materiału morenowego w stropie lodowym, ile lokalnym napływem większych mas błota morenowego do otwartej szczeliny. Tym samym zachodnią część ozu można określić jako formę intraglacjalną lub suprakwatyczną (Klimaszewski 1963). W odsłonięciach tej części, poza przesuwaniem pewnych partii warstw wzdłuż linii uskokowych, nie stwierdzono innych zaburzeń, które mogłyby świadczyć o ruchu lodu. Dowodzi to z jednej strony, że forma powstała w lodzie stagnującym lub martwym, a z drugiej, iż była akumulowana raczej na podłożu morenowym. Sprawę komplikuje jednak fakt, że uskoki występują nie tylko w partiach stokowych formy, lecz również przecinają ją poprzecznie, co dowodzi, że przesuwanie się warstw miało miejsce zarówno na stokach jak i w profilu podłużnym formy. Stwierdzono ponadto poprzesuwanie warstw tylko w dolnych partiach formy. Uskoki te nie zaznaczają się w warstwach nadległych, musiały więc powstać przed ostatecznym zakończeniem procesu akumulacji ozu. Są dwie możliwości wytłumaczenia tych faktów:

- a) w podłożu formy zalegała cienka warstwa lodu, który topiąc się powodował przesuwanie się warstw (Roszkówna 1951, Rotnicki 1960, Skompski 1963);
- b) w obrębie akumulacji fluwioglacjalnej zalegały soczewki lub warstwy lodu zimowego, które wytapiając się — w miarę poprawy warunków termicznych i wzrostu akumulacji — doprowadziły do poprzysuwania warstw. Ta ostatnia możliwość wymagałaby jednak okresowego zahamowania przepływu wody w szczelinie (zamarzania). Wydaje się, że omówione wyżej odsłonięcia dostarczają na to dowodów.
5. Zapadanie warstw zarówno w kierunku dystalnym jak i proksymalnym ozów jest również często opisywane. Tłumaczy się je albo akumulacją w warunkach ciśnienia hydrostatycznego (Roszkówna 1951, Jewtuchowicz 1962) albo wędrowaniem ławic w górę rzeki (Rotnicki 1960a i b), bądź jako układ wtórny powstały po wytopieniu się podłoża lodowego formy Niewiarowski 1959, Wadas 1962). W ozie Mąkowarsko-Kamionka stwierdzono co najmniej czterokrotną zmianę kierunku upadu warstw. Należy sądzić, że w odniesieniu do omawianego ozu możliwe jest także inne wyjaśnienie: że jest to układ pierwotny, będący odzwierciedleniem procesu akumulacji. Ze wzajemnych stosunków ozów Wysoczyzny Krajeńskiej wynika bowiem asynchroniczność ich powstania. Oz Mąkowarsko-Kamionka uważam za najmłodszy oz Wysoczyzny Krajeńskiej, powstały w lodzie martwym w warunkach silnego strzaskania łądolodu i podziału na poszczególne pola lodowe. Miąższość lodu w czasie powstania ozu była nieznaczną, a spływ wody w kierunkach peryferyjnych, nieraz rozbieżnych, całkowicie możliwy. Na nierównoczesność powstania ozów zwrócili uwagę



Ryc. 11. Histogram syntetyczny obtoczenia ziarn kwarcowych w profilu podłużnym ozu Mąkowarsko-Kamionka: A — ziarna okrągłe, B — ziarna półgrianiaste, C — ziarna grianiaste
 Synthetic histogram of quartz grains conting in the long profile of the Mąkowarsko-Kamionka Ose: A — circular grains, B — halfangular grains, C — angular grains



Ryc. 10. Struktury fluidalne w ozie Mąkowarsko-Kamionka: 1 — mulki piaszczyste, 2 — piaski drobnoziarniste
 Fluidal structures in the Makowarsko-Kamionka Ose: 1 — sandy silts, 2 — fine-grained sands

K. Rotnicki (1960b) oraz J. Szupryczyński (1965), który stwierdził, że mogą one powstać nawet w bardzo cienkim lodzie. Różnokierunkowy spływ wód w lodzie martwym obserwował również S. Jewtuchowicz (1966). Dowodem na taki właśnie przepływ wód akumulujących oz Mąkowarsko-Kamionka jest wzrost stopnia obtoczenia ziarn w kierunku północno-wschodnim (por. ryc. 11), tj w kierunku przyjmowanym za proksymalny.

Dodatkowym dowodem na powstanie ozu w martwym lodzie jest brak zaburzeń dynamicznych w układzie warstw, sąsiedztwo rozległych form wytopiskowych, a także kemów. Sądzę, że opisany oz jest najmłodszą z form pozytywnych, występujących na badanym terenie.

LITERATURA

- Bramer H. 1961. *Über glazifluviale Bildungen im Gebiet von Gnoien Teterow*, Meckl. Archiv. der Freunde der Naturges. in Mecklemburg, 8, Rostock.
- Churski Z. 1964, *Oz Kurzętnicki*, Zesz. Nauk. UMK. Geogr. 3, Toruń.
- Dylikowa A. 1952, *O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej*, ŁTN, Wyd. III, 11, Łódź.
- Galon R. 1952, *Formy polodowcowe okolic Więcborka*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sec. C, 5, Toruń.
- Gridin W. I., Kobiec N. W. 1965, *Niekatoryje osobiennosti strojenija ozowych obrazowanij (po materijalam aerofotosjomki) (w:) Krajewyje obrozowanija matierikowo oliedienienija*, Wilnius.
- Jewtuchowicz S. 1962, *Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu*, Acta Geogr. Lodz., 11, ŁTN, Wyd. III, 79, Łódź.
- Jewtuchowicz S. 1966, *Akumulacja w warunkach martwego lodu na przykładzie lodowców spitsbergeńskich*, Przegl. Geogr., 38, 3.
- Klimaszewski M. 1963, *Geomorfologia ogólna*, PWN Warszawa.
- Krygowski B. 1964, *Graniformametri mechaniczna*, PTPN, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, 4, Poznań.
- Mapa Geologiczna Polski 1:200000*, 1978, opr. N. Butrymowicz, T. Murawski, M. Pasierbski, wyd. A, Wyd. Geol., Chojnice.
- Murawski T. 1961a, *Esker and kames near Wielowiczek (E of Więcbork) (w:) From the Baltic to the Tatras, INQUA guide-book of excursion, 1, North Poland*.
- Murawski T. 1961b, *Kames in the neighbourhood of Smilowo (near Więcbork) (w:) From the Baltic to the Tatras, INQUA guide-book of excursion, 1, North Poland*.
- Murawski T. 1961c, *Esker west of Przepalkowo (near Więcbork) (w:) From the Baltic to the Tatras, INQUA guide-book of excursion, 1, North Poland*.
- Murawski T. 1961d, *End moraines near Więcbork (w:) From the Baltic to the Tatras, INQUA guide-book of excursion, 1, North Poland*.
- Murawski T. 1974, *Ozy Wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym*, Dok. Geogr., 6.
- Murawski T. 1978, *Mapa morfogenetyczna Wysoczyzny Krajeńskiej 1:100000*, IGiPZ PAN, Toruń.
- Niewiarowski W. 1954, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chelmeńskiej*, Studia Soc. Sci. Torun., Sec. C, 4, 1, Toruń.
- Niewiarowski W. 1961, *Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi*, Przegl. Geogr., 33, 3.

- Niewiarowski W. 1963, *Types of kames occurring within the areas of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions* (w:) *Report of the VI-th International Congress of Quaternary, Warsaw 1961*, 3, Łódź.
- Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski 1:500000, 1980, ark. Gdańsk, opr. B. Rosa, A. Karczewska, S. Kozarski, T. Murawski, K. Rotnicki, IGiPZ PAN.
- Radłowska C. 1966, *Przedgórze Ilzeckie* (w:) *Symposium w sprawie regionalizacji fizyczno-geograficznej Polski i krajów sąsiednich, Przewodnik wycieczki*, PTG, Warszawa.
- Roszkówna L. 1951, *Oz Chełmżyński*, *Studia Soc. Sci. Torun.*, Sec. C, 1, 1, Toruń.
- Rotnicki K. 1960a, *Przegląd zagadnień dotyczących ozów*, *Czas. Geogr.*, 31.
- Rotnicki K. 1960b, *Oz Bukowsko-Mosiński*, *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 2, 2.
- Skompski S. 1963, *Ozy Kotliny Płockiej*, *Przegl. Geogr.*, 35, 3.
- Szupryczyński J. 1965, *Esker and kames in the Spitsbergen areas*, *Geogr. Pol.*, 6.
- Wadas S. 1962, *Oz Gostyniński*, *Acta Geogr. Lodz.*, ŁTN. 14. Łódź.

ТАДЕУШ МУРАВСКИ

ОЗ МОНКОВАРСКО-КАМЁНКА

На территории Краенской Возвышенности в пределах фазы познаньского оледенения распространены многие незнакомые до сих пор озы. Часть из них была уничтожена вследствие интенсивной эксплуатации песков и гравия. Из морфологической ситуации озов, их взаиморасположения, а также связей с другими гляциальными формами вытекает, что они асинхронные, т.е. что возникли в разных фазах деглациации территории. Самым младшим озом является оз Монковарско-Камёнка, который возник в относительно тонком мёртвом льду. Это форма длиной в 9630 м, с общим направлением из северо-востока на юго-запад. Рядом с этим озом находятся кемы, которые образовались раньше, а также обширные хотя относительно мелкие впадины. С генетической точки зрения оз делится на две части. Восточная имеет характер субгляциального оза, западная возникла на моренном основании в открытой кверху грешине. Этот тип оза автор зовёт интергляциальным. Из структуральных исследований вытекает, что оз был аккумулярован водами, которые, по крайней мере, четыре раза изменяли направление течения. На этой основе, а также учитывая результаты гранулометрических исследований, которые обнаружили рост обваления зерна в северо-восточном направлении, автор считает, что оз представляет собой форму, возникшую в мёртвом льду, разделенном на отдельные ледяные поля. Только в этих условиях могла протекать вода в тунели или грешине в противоположных направлениях.

TADEUSZ MURAWSKI

MAKOWARSKO-KAMIONKA OSE

Many undiscovered oses occur on the Krajeńska High Plain within the Poznań Stage glaciation. Some of them have been destroyed by intensive exploitation of sand and gravels. Oses' morphological situation, their mutual positions and relations with other glacial forms indicate that they are asynchronous, i. e. they were formed at different stages of land degla-

ciation. The youngest of those oses is the Mąkowsko-Kamionka Ose formed in a relatively thin dead ice. This form which is 9,630 m long runs, in general, from N—E to S—W. In the ose's vicinity there occur kames, which were formed earlier than the ose, and vast, though relatively not deep, pits after cave-in lakes. Genetically, the ose is divided into two parts. The character of the eastern one is that of a subglacial ose, while the western one was formed on morainic base in a crevasse opening upwards. The author calls this type of ose an interglacial one. Structural research indicates that the ose was accumulated by waters which changed the direction of their flow four times. On this basis and after having taken into account the results of granulometric research which has proved an increase in grain-coating in the N—E direction, the author is of the opinion that the ose is a form created in dead ice divided into separate ice fields. Only under such conditions water could have flown in opposite directions either in a tunnel or crevasse.

Translated by *Aneta Dylewska*

ANTONI OLSZEWSKI
JAN SZUPRYCZYŃSKI

Tekstura współczesnych osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda (Spitsbergen)

Texture of recent morainic deposits of the terminal zone of the Werenskiöld Glacier (Spitsbergen)

Zarys treści. W skrajnie marginalnej części lodowca Werenskiölda (Spitsbergen) zbadano teksturę współczesnych osadów morenowych, głównie frakcji zwirowo-głazikowej (15—60 mm). Materiał obserwacyjny pochodził z trzech środowisk deponowania glacialnego: supraglacialnego (a), martwego lodu lodowcowego i przyległej do spągu lodowca warstwy lodu regelacyjnego (b) oraz subglacialnego (c).

Znaczna odrębność teksturalna charakteryzuje osady supraglacialne. Ułożenie i orientacja okruchów skalnych z bazalnej części lodowca (b) i złożonego pod żywym lodem morenowego osadu subglacialnego (c) wykazuje duże podobieństwo, tu też jednak stwierdzono pewne zróżnicowanie, uwarunkowane rzeźbą starszego podłoża skalnego, zmianami pochodzącymi z okresu deponowania subglacialnego oraz wstępnymi zmianami epigenetycznymi zachodzącymi w środowisku subglacialnej regelacji przed ustaleniem się strefy biernej zmarzliny subglacialnej.

W lipcu 1972 r., w czasie kolejnej polskiej wyprawy na Spitsbergen, przeprowadzono badania osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda. Lodowiec ten leży w południowej części Ziemi Wedel Jarlsberga (ryc. 1). Ulega on współcześnie recesji, a jego jezior kończy się na lądzie. Dolinę żłobową lodowca Werenskiölda otaczają od północy masywy górskie Jens Erikfjellet (576 m npm.) i Wernerknatten (634 m npm.), a od południa stok górski Angellfjellet (591 m npm.).

Zbadano strukturę, teksturę, ogólne właściwości fizyczne i charakter litofacjalny osadów morenowych. Badaniami objęto osady obecnie wytapiające się na powierzchni czoła lodowca (a) oraz materiał skalny jeszcze nie wytopiony (b), nadal znajdujący się w lodzie lodowcowym bądź regelacyjnym. Zanalizowano także pokrywy morenowe już ustalonego, subglacialnego osadu (c). Dokonano zatem wglądu w trzy główne środowiska glacialne, ściśle związane z rozwojem i zanikiem lodowców, czyli strefy: (a) supraglacialną spągowej, lodowo-morenowej części poлогоgo czoła lodowca Werenskiölda i (c) subglacialną, reprezentowaną głównie przez litofacjalny kompleks gliny bazalnej.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań
Position of the investigated area

W artykule zajmiemy się wyłącznie zagadnieniem tekstury głazików morenowych frakcji 15—60 mm (wymiar osi dłuższej głazików, czyli osi L lub a).

Stan badań tekstury osadów morenowych na Spitsbergenie

Na obszarze Spitsbergenu przeważa deglacja przestrzenna, arealna (Szupryczyński 1963a, 1968). Ten rodzaj deglacji doprowadza do powstawania pokryw supraglacialnych moren ablacyjnych. Tworzą one typ rzeźby polodowcowej — równin moreny ablacyjnej (Olszewski 1969). Taki materiał

morenowy ulega na lodzie przemieszczaniu, głównie sływaniu. Bazą akumulacyjną jest dla niego najczęściej proglacialny obszar świezo odkrytego subglacialnego osadu bazalnego. M. Klimaszewski (1960, 1963) stwierdził na obszarze między fiordem Kongs a zatoką Eidem (północno-zachodni Spitsbergen) obecność osadu zdiagenezowanej moreny ablacyjnej o teksturze fluidalnej lub chaotycznej, w zależności od odległości jej przemieszczania.

Wtórne przeobrażenia teksturalne w osadach supraglacialnych zostały stwierdzone przez G. S. Boultona (1967) na przedpolu lodowca Sør (Ny Friesland). Przeobrażenia te uzewnętrzniły się w orientacji głazików i kamieni w powierzchniowej części osadów ablacyjnych (o miąższości około 0,9 m), które sływały po stoku lodowym. W profilu osadów supraglacialnych lodowca Sør tylko głębiej leżąca i spoczywająca bezpośrednio na lodzie, najniższa część osadu (0,9—1,05 m), wykazała orientację okruchów równoległą do kierunku ruchu lodu. Podana dwudzielność teksturalna charakteryzuje także osady typu *flow till* na lodowcu Dunner (Boulton 1968). Często osad supraglacialny na lodzie lub powierzchni moreny dennej występuje w postaci rozrzuconych chaotycznie głazów (Szupryczyński 1966, 1968). Najwięcej uwagi ogólnym zagadnieniom teksturalnym dotyczącym materiału morenowego wewnątrz lodowców spitsbergeńskich poświęcili dotąd E. Drygalski (1911), K. Gripp i E. M. Todtmann (1926), J. Szupryczyński (1963, 1968) i J. A. Ławruszyn (1969). Zdaniem G. S. Boultona (1970a i b) większość materiału skalnego weszła w skład morenowego ładunku inglacialnego lodowców na skutek przymarzania bazalnego i generalnie zostaje zdeponowana bądź jako powierzchniowa morena sływowa (*supraglacial flow till*), bądź jako morena bazalna (*basal till*).

Autor ten zwrócił uwagę na szczególne znaczenie nierówności podłoża dla rozwoju naprężeń wewnątrz bazalnej części lodowca i kształtowanie się jej dynamiki, podkreślając ich wybitny wpływ na lokalne formowanie się tekstury okruchów skalnych w żywym lodzie lodowcowym. W strefie pokonywania przeszkody skalnego podłoża przez spągową, silnie nasyconą morenę (część lodowca Makarov) okruchy skalne wykazały tendencję do dominacji dwukierunkowej i krzyżującej się prostopadle orientacji azymutów ich osi dłuższych. Dominuje tu kierunek prostopadły do ruchu lodowca. Ten kierunek G. S. Boulton (1970a) określił jako orientację normalnego maksimum. Tymczasem tam, gdzie przeszkody nie było, a otwarte ku górze szczeliny wykazywały stan tensji, dłuższe osie cząstek skalnych pokazywały całkowitą dominację kierunku równoległego do pływnięcia lodu. Ponadto wiele głazików i kamieni płaszczyznę swego przekroju maksymalnego (*L-1* lub *a-b*), szczególnie form blaszkowatych lub płytkowatych, układało zgodnie z płaszczyzną wewnętrznej foliacji lodu lodowcowego. Także J. A. Ławruszyn (1969) stwierdził pełną zgodność między orientacją kamieni w lodzie (bazalnym), zawierającym morenę a kierunkiem ruchu osiowej części lodowców spitsbergeńskich. Jedyne w części przykrawędziowej, gdzie maleje ich szybkość, prawidłowość ta staje się mniej wyraźna. Tu kamienie często układają się pod niewielkimi kątami ostrymi lub nawet poprzecznie do głównego kierunku pływnięcia lodowca.

Wydaje się, że osady subglacjalne w środowisku polarnym powinny być najłatwiej dostępne dla badań na niezamarzniętym przedpolu lodowców. Tymczasem okazuje się, że często są one zniszczone, częściowo lub całkowicie zmienione lub przykryte miększym płaszczem osadów deponowania supraglacjalnego lub soliflukcyjnego, co poważnie utrudnia ich znajdowanie i interpretację. Na najbliższym proglacjalnym przedpolu lodowców, tam, gdzie osady subglacjalne nie zostały przekształcone, tworzą one typ tzw. moreny żłobkowej (*fluted moraine*). Przed lodowcem Werenskiölda ten typ rzeźby i osadów opisywali J. Szupryczyński (1963, 1965, 1968) i S. Baranowski (1970). Typowym zjawiskiem dla tego typu moreny dennej jest segregacja głazików. Osie dłuższe głazików układają się równolegle do osi morfologicznej grzbietików (Szupryczyński 1965).

J. A. Ławruszyn (1969) wskazał na ścisły związek tekstury wyłącznie skalnych osadów morenowych facji subglacjalnej i dennych części lodowców wzbogaconych w morenę. Tekstura glin subglacjalnych kształtuje się w fazie ich bazalnego transportu, zarówno pod wpływem plastycznego płynięcia lodowca — z czym wiąże się warstwowanie lub wstęgowanie masy ziarnistej gliny — jak i pionowego nacisku powodującego rozwój tekstury łupliwości osadu.

Najbardziej szczegółowe dane dotyczące tekstury glin związanych ze środowiskiem transportu bazalnego znajdujemy w pracy G. S. Boultona (1970b). Stwierdził on znaczną zbieżność orientacji osi dłuższych kamieni analizowanej frakcji 5–20 cm (4 stanowiska po 50 pomiarów) w lodzie lodowcowym czołowej partii lodowca Erika (Ziemia Oskara II) i w typie gliny bazalnej, którą sugerował określić jako osad moreny wytopiskowej (*melt-out-till*).

G. S. Boulton (1970b) dokonał pierwszych szczegółowych analiz tekstury osadu morenowego lub potencjalnej skały morenowej o dużej miąższości, które znalazł pomiędzy lodem a skałą starszego podłoża. Pod aktywną podszwą lodowca Nordenskiölda glina kompleksu bazalnego wykazuje liczne szczeliny subhoryzontalne dzielące ją na wydłużone soczewy o miąższości od 5 do 30 cm. W tym osadzie subglacjalnym duże kamienie wykazały na ogół „*strong orientations transverse to glacier flows*”, chociaż w jednym z diagramów zaznaczył się „*a minor parallel peak*” (Boulton 1970b, s. 239). Wyniki badań teksturalnych w osadach morenowych na czole lodowca Werenskiölda autorzy w szerszym ujęciu przedstawili w Polish Polar Research (Olszewski i Szupryczyński 1980).

Ogólna charakterystyka strefy czołowej lodowca Werenskiölda

Położe czoło lodowca Werenskiölda na całej swej długości nie wykazuje obecnie żadnej aktywności. Już badania glaciologiczne (Kosiba 1958, 1960) wykazały, że martwa strefa na czole tego lodowca zajmowała w latach 1957–59 pas o szerokości 200–500 m. Wznosił się on wtedy od poziomu 30 m n.p.m. aż do wysokości około 60 m n.p.m. Taka strefa wzmózonej ablacji marginalnej istnieje także obecnie. Jej zasięg wysokościowy i przestrzenny nie jest stały.

Marginalna pokrywa lodowa spłaszczonego skraju jezora lodowca Werenskiölda jest bardzo cienka. Jej grubość w przekroju pionowym, równoległym do kierunku dawnego ruchu lodowca, stopniowo maleje ku peryferyjnej linii miąższości zerowej lodu. W kolejnych odległościach od brzegu lodowca: około 20 m; 15 m; 12–10 m; 8–5 m; 3–2 m i 1 m grubość pokrywy lodowej wynosi odpowiednio około 1,10 – 1,00 m; 0,90 – 0,80 m; 0,75 – 0,50 m; 0,40 – 0,25 m; 0,15 – 0,10 m i 0,05 m.

Recesja lodowca przebiegała dość intensywnie. Stwierdzono np., że w czasie od 17 do 27 lipca 1972 r. strefa czołowa cofnęła się o 10–12 m, czyli prawie o 1 m na jedną dobę dnia polarnego. Równocześnie na stanowisku badawczym odległym na początku badań o prawie 15 m od skraju cienkiego



Fot. 1. Powierzchnia intensywnej ablacji lodowca pokryta morenowym osadem supraglacialnym. Pod lodem o miąższości około 0,70–0,90 m odsłania się w ścianach koryta strumienia wód roztopowych osad subglacialny z widocznymi cienkimi przewarstwieniami lodu regelacyjnego.

Fot. J. Szupryczyński

Surface of intensive of the glacier covered by a morainic supraglacial sediment. Beneath the ice (about 0,70–0,90 m thick) there is a subglacial sediment with thin interbeds of regelation ice exposed in walls of a meltwater stream channel. Photo: J. Szupryczyński

czoła lodowca miąższość lodu zmalała o pół metra, z 0,7 do 0,2 m. Już około 31 lipca 1972 r. lód lodowcowy zniknął całkowicie z pasa o szerokości około 15 m. Na przełomie lipca i sierpnia tego roku nastąpiło obniżenie się czołowej partii lodowca Werenskiölda o 1 m w ciągu około 20–25 dni.

Recesja tego lodowca odsłania na przedpolu liczne i dość znaczne nierówności starszego podłoża. Są to zmutonizowane wychodnie łupków lub kwarcytów bądź zdegradowane fragmenty teras nadmorskich. Latem 1972 r. w środkowej części skraju jezora lodowego prawie ostatecznie zakończyło się wyłanianie jednego z takich eliptycznych guzów podłoża skalnego. Tworzyły go beżowo-brunatne drobnowarstwowe łupki formacji Hecla-Hoek (prekambr). Muton ów, zorientowany równolegle w osi doliny żłobowej, miał długość około 150–200 m i szerokość w podstawie w przybliżeniu 50 m.



Fot. 2. Strefa supraglacialna. Martwa pokrywa lodu lodowcowego oraz osad subglacialny na stanowisku badawczym w skrajnie marginalnym obszarze lodowca Werenskiölda. Fot. *J. Szupryczyński*

Supraglacial zone. Dead cover of glacial ice and subglacial sediment in a locality of extremely marginal part of the Werenskiöld Glacier. Photo: *J. Szupryczyński*

Właśnie z rozwojem deglacjacji arealnej wiąże się szybszy zanik lodu na wzmiankowanym wyniesieniu łupków, które góruje o ponad 6—8 m ponad otoczeniem. Cały muton pokrywają osady subglacjalne z rzadka urozmaicone głazami powierzchniowej moreny ablacyjnej. Na wierzchołku i w górnej części stoków dominuje pokrywa morenowa o miąższości 0,2 m. W dolnej części wyniesienia wzrasta do 0,3—0,4 m, przechodząc wokół podstawy guza skalnego w płaszcz osadów subglacjalnych o miąższości 0,5—0,8 m.

Stanowisko do badań współczesnych osadów morenowych założono po północnej stronie wzniesienia. Zlokalizowano je na obszarze pokrytym jeszcze lodem lodowcowym, nad otwartym ku górze supraglacjalnym strumieniem wód roztopowych (fot. 2, fot. 3). Podstawowe pole badawcze wybrano w takim miejscu, gdzie na powierzchni lodowca nie było drobnych (kilkucentymetrowej szerokości) liniowych zagłębień supraglacjalnego odprowadzenia wody, a zatem i możliwości akumulowania pomiędzy materiałem ablacyjnym osadów z transportu fluwialnego, a miąższość dostępnego do badań morenowego osadu subglacjalnego była największa. Około 15—20 m od skraju lodu szerokość strumienia wyciętego w lodzie i osadzie subglacjalnym wynosiła 1 m.

W interesującym nas punkcie przecinał on pokrywę lodową o grubości 0,7—0,8 m. Ciek ten wciął się ponadto na głębokość około 0,5—0,6 m w podległy, zmarznięty i bardzo zwarty osad subglacjalny (fot. 2). W zboczu koryta, pomiędzy spągiem lodowca a poziomem wody w strumieniu, widoczna



Fot. 3. Morena denna typu *fluted moraine* na przedpolu lodowca Werenskiölda. Fot. J. Szupryczyński

A fluted ground moraine of the Werenskiöld Glacier foreland Photo: J. Szupryczyński

i dostępna do badań była znaczna część bazalnego osadu subglacjalnego o miąższości około 0,45—0,50 m (fot. 3).

Koryto ciekę w górę od punktu badawczego, tam gdzie obramowywały go coraz bardziej strome i wreszcie wyłącznie lodowe ściany, stawało się coraz węższe. W tym kierunku także dno koryta wyerodowane w zamrzniętym osadzie moreny subglacjalnej (przykryte tworzącą się i bardzo zmienną facją korytową aluwiiów fluwioglacjalnych, powstających z przekształcenia osadów wszystkich facji glacialnych) przeszło w wyżej położone gładkie dno lodowcowe. Tu było ono już z rzadka zasłane żwirami i gładziami fluwioglacjalnymi.

Współczesne osady supraglacjalne intensywnej ablacji powierzchniowej w skrajnie marginalnym obszarze jezora lodowcowego

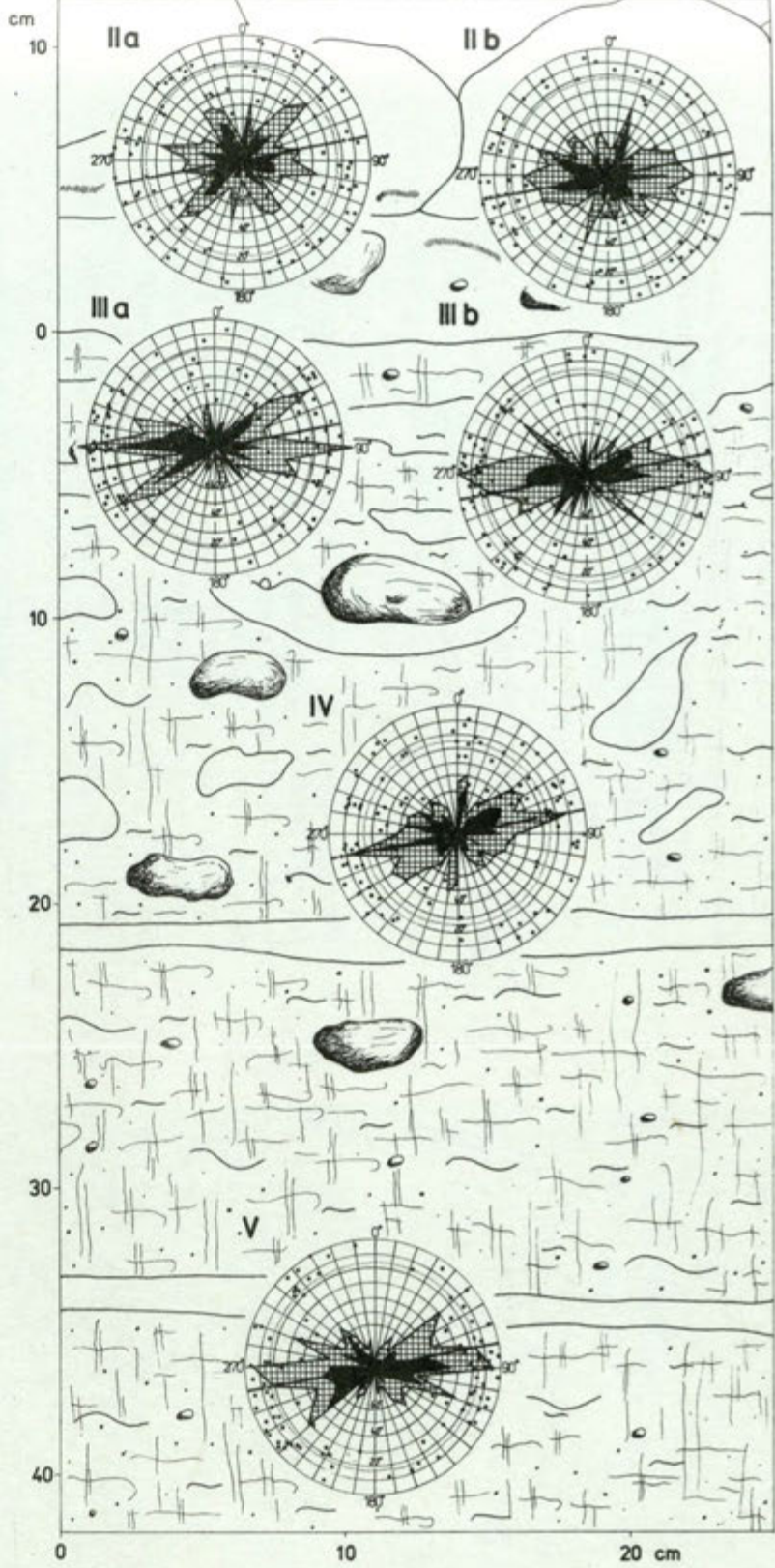
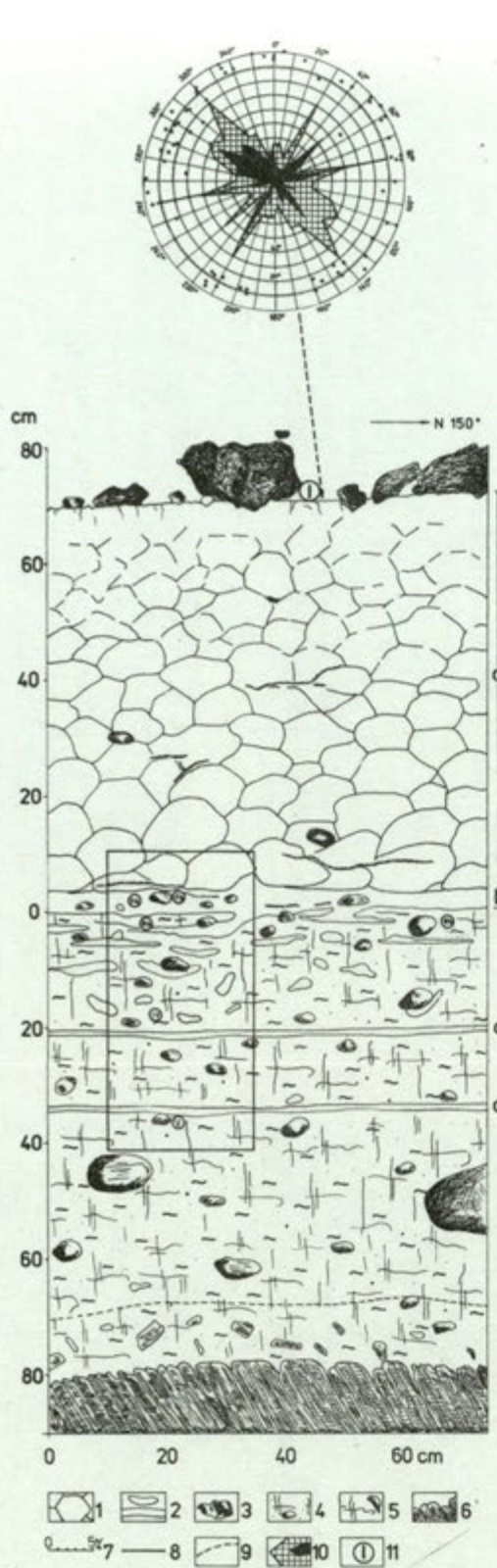
Rozmieszczenie powierzchniowego materiału skalnego w marginalnej części lodowca Werenskiölda jest wybitnie zróżnicowane. Występowały tu fragmenty powierzchni całkowicie pokryte autochtonicznym osadem ablacyjnym. Obok nich spotykano, na kontakcie z odsłoniętą moreną denną, zupełnie czyste połacie lodowca (fot. 2). Ablacyjne osady supraglacjalne reprezentują frakcję od dużych gładzów, o średnicy przekraczającej 0,6 m, do drobnoziarnistego materiału gliniastego. Także sposób ich zewnętrznego wykształcenia oraz przestrzenne zaleganie są zmienne.

Materiał ablacyjny występuje w formie:

- a) zwartych i dość rozległych pokryw kamienisto-żwirowo-gliniastych. Mają one wyraźnie trójkątny zarys powierzchniowy, np. w południowej części obniżonej strefy marginalnej czoła lodowca;
- b) podłużnych, lodowo-morenowych grzęd wałowych, wykazujących ogólną zbieżność liniową z kierunkiem ruchu lodu. Są trójkątne w pionowym przekroju poprzecznym. Ich szerokość w podstawie waha się od 0,5 do 1,3 m, wysokość 0,3—0,6 m. Grzędy mają lodowe wnętrza. Są pokryte ostrokrawędzistym gruzem skalnym i cienką, nieciągłą powłoką ziarnistej masy gliniastej;
- c) luźno i chaotycznie rozrzuconych, kanciastych gładzów, gładzików i żwirów, przeważnie łupków. Nieliczne z nich wykazują nikiłe ślady obróbki.

Ta ostatnia odmiana osadów supraglacjalnych występuje na ogół w najniższej części strefy marginalnej, o wybitnie ujemnym bilansie glacialnym. Właśnie taki obszar przecinał w swym dolnym biegu wyżej opisany strumień wód roztopowych.

Ponad zboczem lodowym, na jego północnym brzegu, ustalono położenie kwadratowego pola pomiarowego o powierzchni 1 m². Na tej testowej powierzchni znajdował się jeden gładz o średnicy ponad 0,4 m i parę odłamków przekraczających wymiarem swej osi dłuższej 6 cm. W ustalonej kategorii frakcji (15—50 mm) pomierzono wszystkie gładziki, których na tej powierzchni



Ryc. 2a i 2b. Budowa marginalnej części lodowca Werenskiölda oraz jego morenowych osadów supra- i subglacialnych (oznaczenia: a—d oraz 1—4 z prawej strony rysunku odślonięcia dotyczą opisanych w pracy jednostek lodu i osadu subglacialnego). 1 — gruboziarnisty lód lodowcowy, 2 — soczewki i warstwy lodu regelacyjnego, 3 — ostrokrawędziste kamienie i głaziki osadu supraglacialnego, 4 — ciemnoszary osad subglacialny (litofacialnego kompleksu bazalnego), 5 — glina spągowej części profilu, wzbogacona w odłamki lokalnych łupków (litofacialny kompleks sub-bazalny), 6 — łupki formacji Hecla-Hoek, 7 — skala ilości procentowej głazików na diagramach róży (I—V), 8 — azymut przebiegu grzbiecików fluted moraine, 9 — orientacyjny przebieg stropu spągowej części osadów morenowych wzbogaconych w lokalne głaziki, 10 — zarys symetrycznego (kratka) i asymetrycznego (kolor czarny) diagramu róży orientacji głazików, 11 — lokalizacja pomiarów tekstury głazików

Structure of the terminal part of the Werenskiöld Glacier and its supra- and subglacial morainic sediments (signatures a—d and 1—4 on the right side of the outcrop outline refer to ice and subglacial sediment units described in the paper). 1 — coarse-grained subglacial ice, 2 — lenticles and layers of regelated ice, 3 — sharp-edged stones and boulders of supraglacial sediments, 4 — dark grey subglacial sediments (of lithofacial basal complex), 5 — till in the profile floor enriched with fragments of local underearth (lithofacial subbasal complex), 6 — shales of Hecla-Hoek Formation, 7 — scale of boulders percentage on rose diagrams (I—IV), 8 — azimuth of fluted moraine ridges, 9 — approximate course of the top stratum of morainic sediments floor enriched with local boulders, 10 — symmetric (chequered pattern) and asymmetric (black colour) outline of the diagram of boulder orientation, 11 — location of boulder texture measurements

było 71 sztuk. W większości były to łupki o formie kanciastych płytek. Ich chaotyczne rozmieszczenie przestrzenne jest również charakterystyczne dla tej grupy osadów ablacyjnych. Ponadto ukierunkowanie większości tych odłamków skalnych, zbliżone do poprzecznego w stosunku do lokalnego azymutu płynięcia lodowca ($N 80^\circ$), wyraźnie wyróżnia osady supraglacialne od okruszków skrajnie bazalnej partii lodowo-morenowej i osadu subglacialnego.

Tak więc w sektorze największej częstosliwości azymutu gładzików $N 110^\circ$ — $140^\circ/290^\circ$ — 320° zgromadziło się 33,9% pomierzonych kamieni. Z tej liczby aż 62,2% było nachylonych zgodnie z ogólnym skłonem powierzchni lodu, tj. w kierunku dystalnym. Jednocześnie wyróżniły się jeszcze trzy, mniej licznie reprezentowane kierunki orientacji. Były to zgodne z ruchem lodu $N 80^\circ$ (5,7%) oraz $N 50^\circ$ (7,1%) i $N 210^\circ$ (8,5%) — rycina 2a.

Wiele gładzików pokrywy supraglacialnej było wyraźnie „wtopionych” w lód. Natomiast część, także wcześniej wytopionego, materiału zalegała „swobodnie” na jego powierzchni. Te dwa typy położenia gładzików na powierzchni lodowca rejestrują ciągłą zmienność, jakiej podlega w środowisku supraglacialnym osad ablacyjny. Tę zmienność ujawnia także określona reorientacja kierunku osi dłuższej. Należy podkreślić, że z trzech analizowanych środowisk to właśnie — supraglacialne — reprezentuje strefę najbardziej zmienną.

Budowa martwej pokrywy lodowej strefy czołowej lodowca

Cechy wewnętrznej i zewnętrznej budowy lodowców są zmienne. Wiązą się one ze sobą i często nawzajem warunkują. Z jednej zatem strony ewolucja, a z drugiej trwałość budowy wewnętrznej lodowców, ich lodu, daje się śledzić zarówno wzdłuż, jak i w głąb tworzywa glacialnego. Jak podają B. Kamb i B. Chappelle (1964) ważne cechy wewnętrznej budowy lodu lodowcowego, bardzo typowe dla partii bazalnej, rozwijają się już w strefie akumulacji lodu i początkowym etapie transportu glacialnego. Zmieniają się one lub zanikają w strefie marginalnej lodowca, gdy partia bazalna przestaje reprezentować w profilu pionowym wyłącznie jego dolną część. Także w peryferyjnej części lodowca Werenskiölda jego pokład bazalny był wyraźnie dwudzielny (ryc. 2b).

a) Główna część lodu sięga od powierzchni stropowej prawie pod podszew lodowca. Stanowi ona około 95—97% jego całkowitej miąższości (0,70—0,85 m). Ten stary gruboziarnisty lód lodowcowy ma dość monolityczną makroteksturę. Tylko spągową partię lodu wyróżniają warstwy lodowe o miąższości około 10—15 cm. Niewyraźne warstwowanie lub jego brak w nadległej części lodu można zapewne tłumaczyć powyżej wzmiankowymi zmianami. W pasie marginalnym, gdzie w miarę rozwoju odgórznej ablacji powierzchniowej lodowca lód w całości już obumarł, nastąpiły znaczne zmiany

ciśnienia. Zniknął tu poziomy nacisk kriokinetyczny; stopniowo, ale konsekwentnie malało kriostatyczne ciśnienie pionowe. Zmiany termodynamiczne dotąd żywej strefy bazalnej nie pozostały bez wpływu na obraz teksturalny tej partii lodowca. Główną partię lodu budują kryształy lodowe znacznych rozmiarów, nierzadko dochodzące do około 10 cm. W miejscu analizy terenowej, w porównaniu z innymi odcinkami przekroju, lód lodowcowy tworzył pokład usytuowany pomiędzy najbardziej miększymi warstwami typu *shear planes* (w najbliższym sąsiedztwie przekroju takie pokłady wewnątrzlodowcowe osiągały miąższości od około 0,5 m do 1,5 m i więcej).

Można przypuszczać, że zmiany wewnętrznej tekstury lodowca (w strefie jego marginalnej stabilizacji i obumierania) są szybsze i wyraźniejsze niż zmiany wewnętrznej budowy samego lodu lodowcowego. Między innym w okresie przechodzenia bazalnej partii lodowca z fazy lodu żywego do martwego, więc już zdeponowanej skały lodowe-morenowej, zachodziły coraz bardziej nikłe zmiany wielkości kryształów. W końcu proces ten został zahamowany. Działo się tak wskutek coraz bardziej ograniczonej ablacji na ściankach kryształów. Nie zmieniły one swego położenia poziomego w martwej pokrywie lodowej. To z kolei pociągało za sobą zanik zmian tekstury materiału morenowego, nabytej przez ten utwór jeszcze w fazie ruchu. Dlatego właśnie martwe, marginalne wnętrza lodowca Werenskiölda (w odróżnieniu od strefy supraglacialnej) było przy ustalaniu teksturalnych właściwości detryktusu skalnego interpretowane przez autorów jako ośrodek stabilny. Było więc obiektem nie zmieniającym się i czasowo zachowującym stan z fazy płynięcia spągowej części lodowca. Budowa wewnętrzna tego lodu oraz rozmieszczenie i ułożenie materiału morenowego oddaje schyłkową fazę ruchu, bezpośrednio przed jego ustaniem.

b) Skrajnie spągową część lodowca tworzy cienka warstwa (2—3 cm) twardego i znacznie bardziej spoiściego, świeżego lodu regelacyjnego. P. A. Szunski (1955) ten typ lodu, związany z regelacyjnym metamorfizmem nacisku zachodzącym przy niemożliwości usunięcia ciśnienia kriostatycznego, nazywa lodem kompresyjno-regelacyjnym. Wskutek większej zawartości materiału skalnego jest on powszechnie bardziej sztywny niż lodowcowy lód grubo lub drobnoziarnisty.

Na analizowanym odcinku o długości około 2,5 m warstwa regelacyjna ma dość stałą miąższość. Dzięki zbitej strukturze wyraźnie odróżnia się od nadległego lodu lodowcowego.

Te dwa rodzaje lodu w bazalnej części lodowca Werenskiölda kontaktują się ze sobą dość ostrą i lokalnie prostoliniową powierzchnią stykową. Natomiast dolna część warstwy regelacyjnej ma przebieg wybitnie urozniczony. Często są niewielkie, kilkumilimetrowe wygięcia ku dołowi lub wydłużone wstęgowe soczewki. Za ich pośrednictwem lód regelacyjny ściśle zazębia się z przymarzniętym do swego spągu stropem osadu subglacialnego. V. Schytt (1959) podkreślił, że drobne warstewki i soczewki lodu przesycające strop subglacialnych osadów lodowca Isfall i towarzyszące wydłużonym grzbiecikom moreny dennej, o rzeźbie typu *fluted moraine*, nie były lodem lodowcowym lecz „*frozen melt-water with long columnar crystals*” (s. 223).

Tekstura głazików i morenowej masy ziarnistej w lodzie lodowcowym i spągowej warstwie regelacyjnej lodowca

W gruboziarnistym lodzie lodowcowym głaziki badanej frakcji były bardzo nieliczne. Stanowiły one tylko 18,5% (z 200 sztuk) pomierzonych w lodzie okruchów skalnych. Skupiły się głównie w dolnej partii starego lodu lodowcowego. Również nieliczne cienkie wkładki drobnego materiału gliniastego występowały przeważnie w spągowej części warstwowanego lodu gruboziarnistego. Te drobne skupienia materiału morenowego, o niewielkiej rozciągłości (10–20 cm) i miąższości do 1 cm, układają się generalnie poziomo. Na krótkich, parocentymetrowych odcinkach ich wychylenie pionowe dochodziło do 2–8 cm. Nagromadzenie morenowej masy skalnej jest w tych przewarstwień nierównomierne. Tylko w jednym z takich przewarstwień stwierdzono obecność głazika. Ten typ przestrzennego wykształcenia materiału, wykorzystujący często stykowe granice kontaktu kryształów, pochodzi z fazy ruchu lodowca. Wtedy następowało wewnętrzne, inglacjalne topnienie na zewnętrznych ściankach kryształów. Tam zatem powstawała możliwość gromadzenia się drobnego materiału. Przeto te warstewki, często o poprzerywanym biegu, mają charakter drobnych skupień intraglacjalnego kontaktu regelacyjnego. Pochodzą one z okresu aktywności spągowej części bazalnego pokładu lodowca.

W warstwie regelacyjnej znajduje się kilkakrotnie więcej żwiru i głazików (15–60 mm) niż w lodzie nadległym, niemniej pobieżne nawet ustalenia wykazują, że ich zawartość jest zmienna. Na ogół nie przekracza ona 10–20% objętości analizowanego fragmentu lodu regelacyjnego.

W trakcie badań mierzono pionową grubość lodu znajdującego się pomiędzy najniższą częścią 200 głazików a stropem masy ziarnistej osadu subglacjalnego. Uściśliło to dane o pionowym rozmieszczeniu okruchów skalnych. Dopóki miąższość lodu między głazikami a stropem osadu nie przekraczała 3 cm, dopóty znajdowały się one bądź w całości w warstwie regelacyjnej, bądź w kontakcie z jej stropem (ryc. 2b). Ustalono, że głaziki te stanowią aż 81,5% całości (163 na 200 pomierzonych w lodzie o miąższości 0,70–0,85 m).

W warstwie lodu regelacyjnego o krótszej drodze transportu znajduje się nie tylko więcej luźnych głazików i żwirów — częściej występują tu także wąskie, soczewkowate warstewki mułowo-ilastej masy gliniastej. Zalegają one bardziej horyzontalnie niż w nadległym lodzie gruboziarnistym. Są węższe i przeważnie krótsze od tamtych.

Diagramy azymutu i nachylenia osi dłuższej (ryc. 2b, diagram IIa, IIb), wykazują duży lub podstawowy udział kierunku orientacji równoległej do lokalnego ruchu lodowca. Przedstawiają jednak zarazem znaczne zróżnicowanie.

Diagram IIa wyróżnia trójkierunkowość orientacji. Dwa kierunki krzyżują się pod kątem ostrym (20–30°). Są to wachlarze kierunków N 40–60°/220–240° (19%) i N 80–120°/260–300° (28%); ten ostatni z wyraźną obustronną reprezentacją nachyleń. Trzeci kierunek N 140–160°/320–340°

jest prostopadły do azymutu kierunku ruchu, ma przewagę nachyleń w sektorze NW. Reprezentuje 14% całości. Średni kąt nachylenia osi L wynosi $22,1^\circ$.

Jednocześnie aż 20% głazików nachyla się pod kątem większym niż 35° . Z tego w przedziale kąta $35\text{--}60^\circ$ większość skierowana jest dystalnie (SW) lub poprzecznie do kierunku ruchu. Natomiast w przedziale nachyleń maksymalnych $60\text{--}90^\circ$ dominuje kierunek proksymalny.

Teksturę okruchów skalnych położonych w ośrodku lodowym kilkadziesiąt centymetrów (około 1 m) dalej na północ ujęto w diagramie IIb. Wykazuje on zdecydowaną przewagę kierunku równoległego do ruchu lodowca. W sektorze $N\ 70\text{--}110^\circ/250\text{--}290^\circ$ występuje aż 38% głazików, z czego dwie trzecie mają nachylenie dystalne. Średni kąt nachylenia osi $L = 21,0^\circ$ i osi $l = 18,3^\circ$.

Charakterystyka teksturalno-strukturalna osadu subglacialnego

Opis osadu i warunków jego zdeponowania

Pod lodem strefy margianalnej lodowca Werenskiölda zalega znacznie zróżnicowana pod względem tekstury lodowo-morenowa skała osadowa. W martwym środowisku subglacialnym jest ona zmarznięta na całej miąższości. Pokrywający ją martwy pancierz lodowy konserwował ją i chronił przed topnieniem (fot. 1 i 2).

Wyraźnie uwidocznia się zróżnicowanie teksturalne w stropowej i środkowej części profilu, tj. do głębokości około $0,50\text{--}0,55$ m (ogólna miąższość osadu morenowego osiąga tu około $0,80$ m). W całości jest to skała gliniasta o barwie stalowo-szarej, intensywnie ciemnej.

W stanie zmarzniętym osadu na zróżnicowanie makroteksturalne wpływa głównie udział różnych licznych skupień lodu regelacyjnego. Są one odmiennie wykształcone, mają zróżnicowane zagęszczenie występowania. Jednocześnie struktura materiału skalnego, którą najlepiej obrazuje mało zmienny w układzie pionowym skład granulometryczny osadu, jest wyraźnie homogeniczna.

Kontakt stropu osadu subglacialnego i podeszwowej warstwy regelacyjnej lodowca jest granicą zarysowaną względnie poziomo. Niezbyt prostolinijny przebieg nie ma jednak oznak zdecydowanego ścięcia, jest to dosyć wąska strefa graniczna wzajemnego, regelacyjnego zazębienia się ośrodka glacialnego i morenowego (ryc. 2b).

Poniżej przedstawionego kontaktu lodowca i osadu morenowego wyróżniają się dwie długie do $5\text{--}7$ m warstewki lodu regelacyjnego. Występują one w osadzie subglacialnym na głębokości około 20 i $30\text{--}35$ cm od stropu gliny morenowej. Na całej długości mają one dość stałą miąższość, średnio około $1\text{--}1,5$ cm. Zupełnie sporadycznie ich grubość nieznacznie przekracza $1,5$ cm. Mają one wyrównany przebieg zbliżony do horyzontalnego. Są prawie równoległe do lokalnego zarysu podłużnego spągu lodowca. Taki układ przestrzenny prawdopodobnie podkreśla względnie równomierny rozwój ku

górze biernej strefy wieloletniej zmarzliny aubglacjalnej. W pionowej ścianie odsłonięcia proces selektywnego topnienia ciemnej powierzchni masy morenowej uwypukla te warstewki regelacyjne. „Żeberkowato” wysuwają się one na wysokość około 1 cm ze zwartej materii morenowej.

Tekstura zmarzniętego osadu lodowo-morenowego

Sposób wykształcenia fragmentów lodu i zmienność nasycenia nimi masy ziarnistej osadu powoduje, że całość widocznej w stanowisku badawczym partii profilu (0,50—0,55 m) daje się podzielić na trzy części:

- (1) skrajnie górną lub stropową warstwę kontaktową,
- (2) niższą górną i
- (3) środkową.

Tej ostatniej nie zbadano w całości.

(1.) Ścisłe powiązanie najwyższej partii osadu ze spągową warstwą regelacyjną lodowca pozwala ją określić mianem stropowej warstwy kontaktowej. Jej miąższość dochodzi do 10—12 cm. Stan fizyczny zdeponowanego i zamrznętego stropu osadu charakteryzuje znaczne nasycenie lodem regelacyjnym uformowanym w postaci warstewek, soczew i niewielkich wydłużonych bryłek. Nierównomierność rozmieszczenia lodu w stropowej warstwie kontaktowej sprawia, że można w niej wydzielić dwie jednostki dyspozycyjne niższego rzędu.

(1.1.) Wyższą, skrajnie stropową, o miąższości około 2—5 cm, określa największy udział lodu regelacyjnego w całym przekroju. Lód ten jest uformowany wyraźnie linijnie. Na ogół jego najdłuższe, najwyżej położone warstewki są kilkudziesięciocentymetrowymi odgałęzieniami podeszwowej warstwy regelacyjnej lodowca. Jej pośrednictwo zapewnia ścisły kontakt bazalnej partii martwego lodu lodowcowego z morenowym, przymarzniętym do niej, osadem subglacjalnym.

Miąższości warstewek lodu przenikających strop moreny dennej są niewielkie (0—2 cm). Między tymi odgałęzieniami lodu a podeszwą lodowca występuje dużo żwirów i głazików. Znaczna ilość odłamków skalnych leży idealnie na pograniczu kontaktujących się mas. Są więc po części „zanurzone” w osadzie morenowym i w regelacyjnym spągu lodowca. Pozostają poza skrajnie dolną powierzchnią lodu lodowcowego, czyli poza dawnym podstawowym ośrodkiem transportu glacialnego.

W głazikach złożonych w samym stropie niedawnej warstwy czynnej zmarzliny subglacjalnej, w strefie kontaktu lodu i osadu morenowego (IIIa, IIIb), można w porównaniu do tekstury detrytusku skalnego występującego w lodzie, doszukać się zmian powstałych wyłącznie w trakcie deponowania. Wynikły one oczywiście z przeobrażeń zachodzących w trakcie ich przechodzenia z ruchomej masy lodowo-morenowej w już odłożone ciało morenowe.

(1.2.) Bezpośrednio podstropowa część warstwy skrajnie górnej, o miąższości około 8—10 cm, jest już bardziej morenowa. Zaznacza się mniejsze przeładowanie nieciągłymi warstewkami lub krótszymi soczewkami lodu re-

gelacyjnego. Mają one na ogół „wstęgowy” charakter i z reguły mają rozciągłość od 10 do 30—40 cm. Ich miąższość jest przeważnie niewielka (mniejsza niż 1,5 cm). Najczęściej dłuższe warstewki są cieńsze, a krótsze tworzą bardziej „pękate” formy soczewek.

Niezależnie od kształtu wszystkie one, co jest bardzo charakterystyczne, przebiegają względnie poziomo. Stwierdza się nadto, że sporo pojedynczych gładzików otula od dołu otoczka twardego lodu regelacyjnego.

(2.) Przejście ku dołowi, do następnej części osadu, położonej w całości jeszcze ponad wyższą z dwu ciągłych wewnątrzmorenowych warstw regelacyjnych (ryc. 2), jest prawie zupełnie niewyraźne. Szczególnie trudne do ustalenia jest ono przy braniu pod uwagę jedynie zmian zmarzniętej masy zarzniętej osadu. Niemniej tę partię, określoną przez nas mianem niższej górnej, odróżnia od nadległej i podległej warstw osadu zupełnie inna ogólna fizjonomia zmarzliny. Polega ona na właściwym tylko dla tej warstwy wykształceniu drobnych fragmentów lodu regelacyjnego.

Przed wszystkim w tej warstwie, o miąższości przekraczającej nieco 8 cm, jest wyraźnie mniej skupień lodu, w porównaniu z nadległą stropową warstwą kontaktową osadu (1). Są to już pojedyncze, izolowane krótkie soczewki i bryłki o różnorodnych, nieregularnych kształtach i zróżnicowanej miąższości. Są znacznie nachylone w stosunku do na ogół poziomo przebiegających warstewek lodowych skrajnie górnej partii osadu (warstwa 1). Skupienia lodowe pochodzące z zamarzania wody wyróżnia w tej warstwie struktura i przestrzenne ułożenie. Im bliżej spągu warstwy tym jest ich mniej.

Dość licznie występują skupienia lodowe pod żwirami i gładzikami, gdzie tworzą niewielkie „misczkowate” obramowanie konturu dolnych ścianek odłamków skalnych. Uwidocznia się pewne zróżnicowanie podstawowych wymiarów form lodu „otulającego” w zależności od wielkości powierzchni ścianek gładzików otoczonych od dołu „misczką” lodową.

Zróżnicowanie ilości i sposobu wykształcenia lodu pozwala rozdzielić część górną osadu, położoną pomiędzy podeszwą a górną wewnętrzną warstwą regelacyjną na dwie omówione warstwy (1, 2).

Można sądzić, że właśnie ta niższa górna warstwa osadu (2), jako spągowa część czynnej warstwy zmarzliny subglacjalnej miała najdłuższą plastyczną, prawie błotną konsystencję. Zamarzając, znajdowała się ona pod wpływem rosnącego, skierowanego z dwu przeciwnych stron nacisku kriogenicznego. Nacisk ten rozwijał się pionowo, z jednej strony od dołu, wraz ze wzrostem miąższości biernej części zmarzliny, z drugiej zaś od góry, spod podeszwy lodowca, od najwcześniej zamarzającej, stropowej i kontaktowej części czynnej warstwy zmarzliny. Doprowadziło to do poprzerywania i maksymalnej izolacji form lodu regelacyjnego oraz znacznego zróżnicowania ich przestrzennego ułożenia i orientacji. Właśnie w niej dokonano również pomiarów ułożenia gładzików (diagram IV).

(3.) Dalszą widoczną w pierwszym okresie badań częścią osadu jest seria śródkowa, zalegająca bezpośrednio pod wyższą z dwu wewnętrznych, ciągłych warstw regelacyjnych. Występuje więc poniżej głębokości 20 cm. Jest już wybitnie morenową częścią osadu. Wyróżnia ją brak niewielkich, ale makro-

skopowo łatwo dostrzegalnych soczewek i bryłek izolowanego lodu. Miąższość zbadanej części dochodzi do 30—35 cm (w niej występują opisane wcześniej obydwie ciągłe warstwy lodu regelacyjnego).

Tekstura morenowej masy ziarnistej wewnątrz wyróżnionych warstw osadu lodowo-morenowego

Wewnętrzne uporządkowanie ziarnistej masy wyróżnionych warstw osadu morenowego jest zbliżone do tekstury drobnowarstewkowej. Należy sądzić, że swym przestrzennym układem zbliżonym do horyzontalnego odzwierciedla ona teksturę podstawowej sieci płaszczyzn ślizgu (*shear planes*).

Wcześniej na Spitsbergenie podobną teksturę opisał G. S. Boulton (1970b) poniżej spągu lodowca Nordenskiölda. Miąższości tych warstewek w osadzie lodowca Werenskiölda są niewielkie i oscylują wokół wartości 1,5—2,5 cm. Uwidoczniły się one lokalnie na stale nasłonecznionych i obtapiających się pionowych ścianach odsłonięcia. Najlepiej jednak były widoczne w warstwie środkowej.

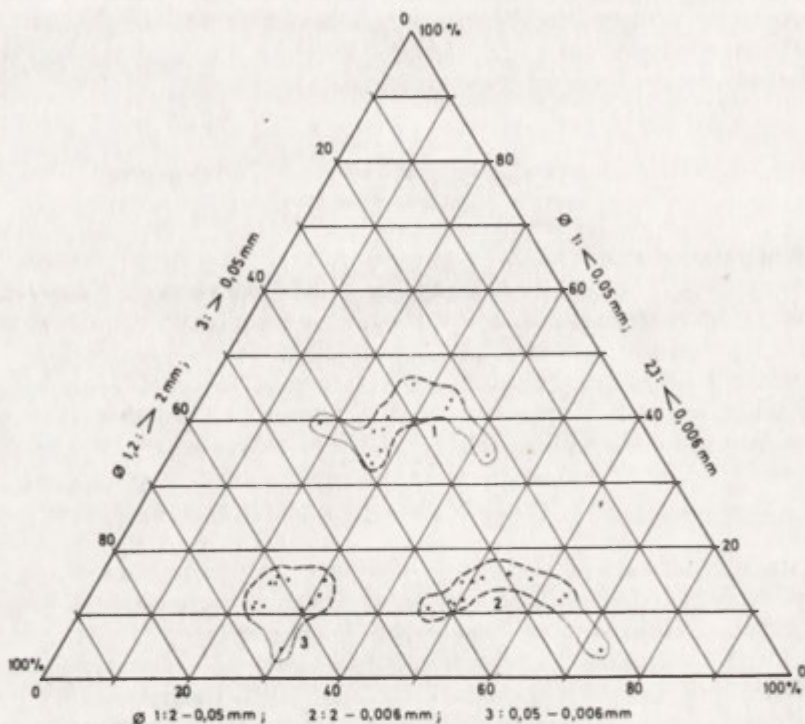
Tekstura zmarzniętego osadu niewątpliwie nawiązuje do przestrzennej budowy bazalnej lodowo-morenowej części lodowca Werenskiölda. Odpowiada ona teksturze łupkowej opisanej przez A. Olszewskiego (1974) w osadach litofacjalnego kompleksu bazalnego plejstocenijskich glin subglacjalnych nad dolną Wisłą. Nie prowadzono jednak szczegółowych badań tekstury (mikrotekstury) masy ziarnistej wewnątrz wspomnianych drobnych warstewek. Nie ustalono zatem, czy istnieje jeszcze dalsze uporządkowanie, nawiązujące do wewnętrznej foliacji lodu lodowcowego.

Uziarnienie współczesnych osadów subglacjalnych lodowca Werenskiölda

Szczegółową analizę granulometryczną osadów strefy marginalnej lodowca Werenskiölda podali w analitycznej pracy A. Karczewski i E. Wiśniewski (1979). Autorzy ci pobrali również 2 próby osadów subglacjalnych z czołowej partii lodowca i przeprowadzili analizę składu mechanicznego i obtoczenia ziarna kwarcowego.

Uziarnienie osadu subglacjalnego, które zbadano w dwu profilach (po 5 próbek) założonych w tej samej ścianie, w odległości od siebie około 1,5—2,0 m, przedstawiono w tabeli 1 i rycinie 3.

W poszczególnych kategoriach frakcji poza dwiema z nich (> 10 i $0,1$ — $0,05$ mm) nie stwierdzono istotniejszych różnic w kolejnych warstwach obu przekrojów. Różnice w składzie granulometrycznym są największe we frakcji > 10 mm. Udział tej frakcji w odpowiednich profilach wynosi 24,8% i 14,85%. Istotną cechą jest tu także to, że największy udział tej frakcji (w obu profilach) przypada na raz — stropową, a drugi raz — najniższą próbkę z warstwy środkowej. Jednak rozmieszczenie pionowe obu kolejnych warstw o maksymalnym udziale tej frakcji jest w obu przekrojach odwrotne



Ryc. 3. Uziarnienie subglacialnych osadów morenowych w trójkomponentnym układzie granulometrycznym w trzech wersjach (1—3) doboru podstawowych grup frakcji
Graining of subglacial morainic sediments in the threecomponent granulometric system in three versions (1—3) of selection of basic fraction groups

(tab. 1). Jak wynika z zestawienia danych tabelarycznych, odzwierciedla to pewną tendencję ogólniejszą. Odwrotność w pionowym rozkładzie maksymalnych i minimalnych udziałów procentowych obserwuje się zresztą w obu profilach w szeregu kolejnych kategorii frakcji. W profilu I wiele frakcji, np. 10—5; 5—2; 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1 i 0,1—0,05 mm ma najmniejszy udział w dolnej partii profilu (warstwa środkowa). Tymczasem w profilu Ia procentowe wartości minimalne przypadają na próbki stropowe osadu.

Charakterystycznie jest rozłożona wielkość różnicy poszczególnych maksymalnych i minimalnych udziałów procentowych kolejnych kategorii frakcji, od wielkości > 10 do $< 0,002$ mm. Do najmniej zmiennych klas wielkości średnicy ziarn należą frakcje: 1,0—0,5 mm (0,63% — Ia) i 0,5—0,25 mm (0,73% — I). Również analiza rozkładu kolejnych grup frakcji poszczególnych warstw (poziomy układ analizy granulometrycznej) podkreśla, że w wymienionych kategoriach wielkości (profil I) lub w sąsiedniej (profil Ia) przypada minimum ogólne rozsiewu materiału danej próbki. W ten sposób nawet ten niewielki materiał statystyczny ze Spitsbergenu potwierdza zasadę bimodalnego rozkładu uziarnienia ustaloną przez A. Dreimanisa (1969) dla osadów morenowych centralnego Ontario.

Skład granulometryczny współczesnych osadów subglacialnych (moreny dennej) lodowca Werenskiölda

| Nr próbki | Głębokość (w cm) | Zawartość frakcji (%) | | | | | | | | | | | | Suma |
|--|------------------|-----------------------|---------|--------|--------|----------|-------------|-------------|-------------|--------------|---------------|----------------|------------|--------|
| | | > 10 mm | 10—5 mm | 5—2 mm | 2—1 mm | 1—0,5 mm | 0,5—0,25 mm | 0,25—0,1 mm | 0,1—0,05 mm | 0,05—0,02 mm | 0,02—0,006 mm | 0,006—0,002 mm | < 0,002 mm | |
| 1—5 | 0—5 | 20,92 | 9,26 | 8,81 | 3,98 | 5,02 | 3,24 | 5,27 | 9,00 | 11,50 | 11,00 | 5,00 | 6,00 | 99,00 |
| —4 | 10—15 | 5,97 | 8,12 | 9,10 | 5,35 | 5,99 | 3,94 | 6,67 | 20,52 | 15,72 | 14,04 | 2,77 | 1,62 | 99,00 |
| —3 | 20—25 | 14,12 | 6,62 | 12,29 | 4,27 | 5,49 | 3,82 | 5,34 | 7,60 | 13,42 | 11,81 | 7,60 | 7,62 | 100,00 |
| —2 | 30—35 | 18,13 | 7,62 | 13,36 | 3,88 | 5,69 | 3,50 | 6,07 | 8,03 | 11,34 | 11,34 | 4,60 | 6,44 | 100,00 |
| —1 | 40—45 | 30,45 | 5,26 | 7,28 | 3,94 | 4,88 | 3,21 | 5,05 | — | 15,91 | 13,12 | 4,16 | 6,74 | 100,00 |
| Różnica udziału maksymalnego i minimalnego w danej kategorii | | 24,48 | 4,00 | 6,08 | 1,47 | 1,11 | 0,73 | 1,71 | 20,52 | 4,57 | 3,04 | 4,83 | 6,00 | |
| Ia—5 | 0—6 | 19,96 | 8,80 | 7,98 | 3,85 | 5,66 | 0,77 | 5,07 | 10,00 | 13,00 | 10,00 | 8,00 | 7,00 | 100,09 |
| —4 | 10—15 | 8,81 | 9,77 | 11,01 | 4,84 | 5,77 | 4,05 | 5,64 | 10,27 | 11,74 | 11,74 | 5,36 | 11,00 | 100,00 |
| —3 | 20—25 | 5,11 | 10,01 | 9,88 | 5,40 | 5,71 | 4,34 | 7,60 | 10,00 | 15,00 | 15,00 | 6,00 | 6,00 | 100,05 |
| —2 | 30—35 | 6,14 | 7,60 | 10,07 | 5,26 | 6,29 | 4,16 | 6,42 | 10,80 | 15,12 | 15,18 | 5,40 | 7,56 | 100,10 |
| —1 | 40—47 | 12,50 | 6,10 | 9,20 | 4,99 | 5,74 | 3,79 | 5,65 | 7,00 | 14,00 | 16,00 | 7,00 | 8,00 | 99,97 |
| Różnica udziału maksymalnego i minimalnego w danej kategorii | | 14,85 | 3,91 | 3,03 | 1,55 | 0,63 | 3,57 | 2,53 | 3,80 | 3,38 | 6,00 | 2,64 | 5,00 | |
| Średnia różnica udziałów | | 19,66 | 3,95 | 4,55 | 1,51 | 0,87 | 2,15 | 2,12 | 12,16 | 3,98 | 4,52 | 3,73 | 5,50 | |

Tak więc także rozmieszczenie najniższych średnich różnic maksymalnego i minimalnego udziału frakcji w ogólnym rozkładzie uziarnienia, przypadająca na przedziały średnie: 2,0—0,1 mm (tab. 1), podtrzymuje znane ustalenia. Bimodalność rozkładu uziarnienia stwierdzona w analizach wielu starszych glin morenowych różnych obszarów, co podkreślali między innymi A. Dreimanis (1969) i A. Olszewski (1974), jest również cechą charakterystyczną współczesnych osadów subglacialnych lodowca Werenskiölda. Wynika stąd zasadność tej ogólnej cechy strukturalnej danego typu genetycznego osadu, których podstawową fację wiąże się z glacialnym transportem bazalnym oraz przenoszeniem i deponowaniem subglacialnym.

Tekstura okruchów skalnych osadów subglacialnych w strefie marginalnej martwego czoła lodowca Werenskiölda

Tekstura głazików na kontakcie lodu i stropowej warstwy kontaktowej osadu subglacialnego

Dwa diagramy (ryc. 2—IIIa, IIIb) orientacji żwirów i głazików w najwyższej, stropowej warstwie kontaktowej (l.l.) potwierdzają ogólną zbieżność tekstury okruchów skalnych w osadach subglacialnych z azymutem lokalnego kierunku ruchu lodowca. Najliczniej reprezentowany jest azymut N 90—270°. Obydwa diagramy reprezentują jednak inną odmianę typu z dominacją kierunku równoległego do płynięcia lodowca.

Diagram IIIa jest przykładem dwu skośnie krzyżujących się kierunków dominujących (N 60° i N 90°), rozłożonych po dwu stronach azymutu N 80°. Zaznacza się tu pewna dominująca wartość nachyleń dystalnych dłuższej osi głazików (33% w sektorze: N 240—290°) nad bardziej rozproszonym i mniejszym udziałem nachyleń proksymalnych (20% w sektorze N 50—90°). Pomiarzy przedstawione na tym diagramie przeprowadzono o około 1 m bliżej opisanego guza wychodni skał łupkowych aniżeli te, które stały się podstawą wykreślenia diagramu IIIb. Zatem dokonano ich w osadzie złożonym pod prądem lodowym pokonującym nieco większy opór, wywołany obecnością wyniesienia starszego podłoża. Za większą siłą ruchu z boku przeszkody przemawiają:

- odmienna sylwetka diagramu syntetycznego,
- większe średnie nachylenia osi dłuższej ($L = 20,7^\circ$) niż w diagramie IIIb oraz
- niewielki, ale wyróżniający się jeszcze udział orientacji prostopadłej do ruchu lodu (N 340—10°).

Tymczasem diagram IIIb reprezentuje jednokierunkowy rodzaj diagramu zwartego. Ma bardziej obustronny rozkład proksymalno-dystalny nachyleń osi L (N 60—100° — 25% i N 250—290° — 23%). Nieco dalej położone od przeszkody łupków głaziki z diagramu IIIb wykazują ponadto najniższą war-

tość średniego kąta nachylenia osi dłuższej spośród wszystkich prób z osadu subglacjalnego ($L = 15,9^\circ$).

Dokonano porównania diagramów strefy kontaktowej „osad/lód” z teksturą okruchów skalnych całkowicie znajdujących się w lodzie. Analiza uwidoczniła większą zbieżność rozkładu głównych kierunków odpowiednio w diagramach: IIIa i IIa oraz IIIb i IIb. Pierwsza para wykresów reprezentuje odłamki skalne złożone bliżej wspomnianej przeszkody podłoża. Tym tłumaczymy dominację dwóch (kontakt osadu morenowego z lodem) lub trzech (lód) kierunków oraz większe średnie nachylenie osi L niż w diagramach IIIb i IIb. One właśnie ilustrują orientację i nachylenia okruchów skalnych nieco bardziej oddalonych od przeszkody podłoża. Diagramy IIIb i IIb zbliża do siebie większa zwartość rozrzutu w sektorze głównego azymutu oraz mniejsze nachylenie osi dłuższej. Jest przy tym możliwe, że określone, nieco różniące się warunki lokalnej rzeźby podłoża (zróżnicowane nachylenie powierzchni łupków i powierzchni narastającej ku górze biernej warstwy zmarzliny subglacjalnej) spowodowały utrzymanie się, a nawet powiększenie różnic (np. nachylenie osi L w diagramach IIIa i IIIb) w trakcie deponowania stropowej, jeszcze plastycznej części osadu subglacjalnego.

Należy tu jeszcze uwypuklić pewną nieco większą zwartość ogólną azymutów oraz mniejsze wartości kątów nachylenia osi L głazików ze środowiska kontaktowego osadu i podeszwowego lodu regelacyjnego w stosunku do okruchów pochodzących wyłącznie z nadległego lodu. Ta nieznaczna, ale wyraźna różnica, dająca się ustalić w paru porównywalnych aspektach, jak paleomorfologicznego kryterium miejsca zdeponowania osadu, ich orientacji i nachyleń osi L oraz l , jest oznaką zmian wtórnych. Przy przechodzeniu materiału ze środowiska lodowego w osad subglacjalny następuje niewielka reorientacja kierunków azymutów (z tendencją do ich zwartości), głównie jednak maleje pionowy zakres kątów nachyleń osi L . Są to więc niewielkie, ale i dopiero wstępne efekty konsolidacji glacialnej skały osadowej widoczne już w trakcie „zarejestrowanego” procesu deponowania (zmarzlina subglacjalna). Na tę ostatnią zmianę — malenie kąta nachylenia osi dłuższej w środowisku morenowym osadu subglacjalnego w porównaniu od tego parametru w lodzie, zwrócili już uwagę G. B. Boulton (1970b), oraz A. Olszewski i J. Szupryczyński (1975).

• Orientacja i nachylenie okruchów skalnych z warstwy niższej górnej

Także na większej głębokości od stropu osadów (powyżej 15—20 cm) orientacja dłuższej osi okruchów skalnych pokrywa się z azymutem ruchu lodu. W zwartym diagramie jednokierunkowym (ryc. 2b; diagram IV) przedstawiającym teksturę żwirków i głazików warstwy niższej górnej (2), rozkład nachyleń jest ilościowo raczej wyrównany, proksymalno-dystalny. Jest to jedyny diagram, w którym azymut ruchu lodu ($N 80^\circ$) i kierunek najbardziej

licznego udziału głazików w 10-stopniowym podziale kątowym ($N 75-85^\circ$) są idealnie zbieżne.

Te trzy cechy: ogólna sylwetka diagramu róży, dominacja tekstury głazików zgodnej z ukierunkowaniem wydłużonych elementów mikrorzeźby stropu osadów subglacialnych oraz obustronna równomierność rozłożenia nachyleń osi dłuższej potwierdzają, że także ten diagram prezentuje bardzo ściśle powiązanie głazików z teksturą okruchów usytuowanych jeszcze w żywym środowisku bazalnym lodowca Werenskiölda.

Jedną z cech wyróżniających ten diagram spośród innych jest jego maksymalne średnie nachylenie zarówno osi dłuższej ($L = 23,3^\circ$) jak i osi średniej ($I = 28,1^\circ$). Głaziki wyższej kategorii kąta nachylenia osi L , jak to jest najczęściej, uczestniczą w kierunku azymutu prostopadłego do ruchu lodowca. Warto jednocześnie podkreślić, że są także reprezentowane w szerszym zakresie kątowym kierunku głównego, tj. równoległego do drogi lodowca. Wydaje się, że ta właśnie cecha tekstury głazików, którą można prześledzić tylko w osadzie warstwy zawierającej drobne, różnokształtne i różnie ułożone „odłamki” lodu regelacyjnego, dodatkowo potwierdza najpóźniejsze zamrażanie tej części osadu, oraz fakt, że podlegała ona w tym czasie największemu i najbardziej odkształcającemu naciskowi kriogenicznemu. Zaburzył on teksturę formującego się lodu regelacyjnego i wprowadził wyraźne odchylenia w pewnych elementach syntransportowej tekstury głazików.

Tekstura głazików w warstwie środkowej

Diagram róży (ryc. 2b; diagram V) reprezentujący teksturę punktową osadu warstwy środkowej (3), ze względu na kierunek azymutu, zasadniczo zwartą i jednokierunkową sylwetkę oraz obustronny udział przeciwnych zwrotów nachyleń osi w linii głównego kierunku, jest klasycznym diagramem dla mało zmienionego osadu depozycji subglacialnej. Odzwierciedla on wiernie teksturę środowiska bazalnego lodowca. Małe średnie kąty nachylenia obu osi zdają się potwierdzać, że właśnie w tej części przekroju osady podlegały największemu naciskowi kriostatycznemu. Jednocześnie zalegały na tyle ponad stropem starszego podłoża, w strefie spokojniejszego nacisku kriokinetycznego, że w czasie końcowej fazy ruchu nie wystąpiły tu możliwości zaburzeń tekstury, które byłyby związane z lokalnym czerpaniem i wznoszeniem materiału skalnego z podłoża łupków.

Pomiary tekstury głazików w najniższej, dostępnej do badań części osadu, tj. okruchów pochodzących z warstwy niższej górnej (2) i środkowej (3) zostały dokonane w końcowym etapie pierwszego okresu badań (lipiec 1972). Wtedy ściana odsłonięcia była już cofnięta o około 1 m w stosunku do położenia wyjściowego. Oznacza to, że słuszniejsze jest porównywanie diagramów IV i V z diagramami IIIb i IIb (aniżeli — IIIa i IIa), reprezentującymi materiał badawczy ze sfery kontaktowej oraz z lodu w przekroju bardziej oddalonym od wzmiankowanego wyniesienia łupków.

Wykształcenie spagowej części osadu moreny dennej na świeżo odsłoniętym przedpolu lodowca Werenskiölda

Morena denna pod lodem i na przedpolu lodowca Werenskiölda jest zbudowana z morenowego osadu ilasto-klastycznego. Powstał on z klasycznej formy transportu bazalnego i subglacjalnego. Także rzeźba powierzchni stropowej uzyskuje pod lodowcem swój charakterystyczny wyraz. Wydostając się na przedpole lodowca osady wchodzą w strefę o bardzo odmiennej specyfice środowiskowej w porównaniu do żywego lub martwego środowiska subglacjalnego. Zanika przede wszystkim dotychczasowa, nadległa cienka pokrywa czoła lodowca, co oznacza zakończenie okresu jego bezpośredniego nacisku statycznego na lokalne podłoże (powstałej moreny dennej). Wraz z zakończeniem dotychczasowej izolacji zmieniają się warunki termiczne, przynajmniej stropowej części osadu.

Niemniej mogą zachować się (czasowo) połączone moreny dennej, na których możliwości zmian osadów i rzeźby subglacjalnej są ograniczone. Tam, gdzie na przykład powierzchniowa część *fluted moraine* nie uległa większym przekształceniom, tekstura okruchów skalnych odzwierciedla najprawdopodobniej nadal wierne uporządkowanie z fazy ruchu i modelowania subglacjalnego. Jako przykład mogą tu posłużyć wyniki uzyskane przez S. Kozarskiego i J. Szupryczyńskiego (1973) w badaniach tekstury gładzików na grzbietach *fluted moraine*, na przedpolu lodowca Sidu w Islandii. W osi grzbietu, zarówno na powierzchni jak i na głębokości 0,18—0,22 m oraz 0,22—0,68 m, orientacja osi dłuższej jest bardzo podobna, zbieżna z linią azymutu formy. Charakterystyczne są także niewielkie nachylenia osi dłuższej. Także R. J. Price, badając osady lodowcowe transportu bazalnego i subglacjalnego znajdowane w grzbietach morenowych związanych z wyciśnięciem prawie płynnego osadu spod lodowca Fjallsjökull na Islandii, stwierdził zgodność tekstury gładzików z kierunkiem ruchu lodu i to w formach będących już na przedpolu lodowca (Price 1970).

Jednocześnie wydaje się całkowicie oczywiste, że pewne zmiany tekstury zachodzą przy powtarzających się wieloletnich procesach ekstramarginalnej regelacji. Szczególnie rozwijają się one na powierzchniach nachylonych moreny dennej, na przykład na stokach grzbiecików *fluted moraine*. Intensywność procesów epigenetycznej reorientacji wzrasta w miarę wydłużania się i ocieplania pory letniej, co gwarantuje postęp deglacjacji obszaru.

W drugim okresie badań (wrzesień 1972) na świeżo odsłoniętym przedpolu lodowca Werenskiölda dokonano wzdłuż tego samego ciekłu makroskopowej analizy całkowicie odsłoniętego profilu osadów subglacjalnych. Był on rozmarznięty na całej głębokości (w różnych miejscach od 0,80 do 0,50 m), co oznaczało, że już w pierwszym okresie letnim nastąpił całkowity zanik lodu regelacyjnego w osadzie, o ile ten znalazł się poza martwym środowiskiem subglacjalnym.

Można przypuszczać, że dla uformowania się i obecnego kształtu dawnych, plejstocenijskich osadów dennomorenowych różnych kompleksów lito-facjalnych miały istotne znaczenie postdepozycyjne zmiany epigenetyczne.

Obserwacje z obszarów współczesnych zlodowaceń polarnych wskazują, że rozwijały się one dzięki ingerencji różnych procesów, które mniej lub bardziej przekształcały poszczególne partie osadów.

W przedstawionym przekroju (ryc. 2) interesująca była przede wszystkim najniższa, spągowa część osadu moreny dennej (4). Bezpośrednio pokrywała ona łupki formacji Hecla Hoek. Stwierdzono znaczne nasycenie części spągowej osadu morenowego, pochodzącej z dalszego transportu, ostrokrawędzistymi odławkami łupków związanych z kolei z najbliższym podłożem.

Materiał lokalny w spągu moreny dennej lodowca Werenskiölda wyróżnia się nie tylko petrograficznie — jako skalny detrytus morenowy ma on odrębne oblicze strukturalne. Miejscowe głaziki, żwiry i grubsze frakcje piaszczyste określają niższe klasy ich obróbki, obtoczenia i innych wskaźników strukturalnych.

W ten sposób część spągową, wyraźnie nawiązującą litologią do lokalnego podłoża, możemy z całą pewnością uznać za litofacjalny kompleks subbazalny, który wcześniej wyróżniono w facji subglacjalnej w przekrojach glin na Niżu Polskim (Olszewski 1974).

Wnioski i uwagi końcowe

Badania przeprowadzono w skrajnie marginalnej, całkowicie martwej i podlegającej intensywnej ablacji powierzchniowej części lodowca Werenskiölda. Analizę tekstury okruchów skalnych frakcji 15--60 mm dokonano w trzech środowiskach. Najbardziej zmienne było środowisko supraglacjalne (a), natomiast dwa pozostałe — inglacjalne (b) oraz subglacjalne (c) uznano za stabilne do badań tekstury materiału morenowego. Wyniki badań pozwalają również wysunąć wnioski dotyczące partii bazalnej żywego lodowca. Ponadto charakteryzują one warunki termiczne środowiska subglacjalnego w końcowej fazie ruchu i podczas jego zamarcia. Najważniejsze wnioski są następujące:

1. Środowisko supraglacjalne w strefie marginalnej morenowych skał osadowych, znajdujące się w fazie *in statu nascendi*, reprezentuje bardzo odrębny typ tekstury osadów, w stosunku do materiału w lodzie i pod nadległym lodem lodowcowym. Ułożenie i orientacja okruchów skalnych łatwo dostosowują się do lokalnego nachylenia powierzchni lodu i stąd pochodzi znaczne rozproszenie kierunków orientacji. Wyróżnia się kierunki prostopadłe do ruchu lodu, który jest jednocześnie odbiciem czasowego złożenia kamieni przetaczających się po powierzchni lodu. Charakterystyczne są małe średnie nachylenia obu osi głazików (*L* oraz *l*).
2. Udział materiału okruchowego i masy ziarnistej osadu morenowego w lodzie lodowcowym jest wybitnie uzależniony od głębokości jego zalegania. Dla poziomo zalegających warstw w głównych pokładach lodu lodowcowego, położonych między ważniejszymi warstwami typu *shear planes*, stwierdzono zasadę: im głębiej i bliżej spągu lodowca, tym więcej materiału okruchowego.

3. Najwięcej gładzików analizowanej frakcji znajduje się bezpośrednio w spągowej warstwie regelacyjnej lodowca o miąższości około 2—3 cm (81,5%).
4. Brak ablacji na zewnętrznych ścianach kryształów w spągowej części lodu lodowcowego oraz subglacjalnego rozmarzania warstw lodu regelacyjnego pozwala doszukiwać się w zwartej pokrywie martwego lodowca elementów tekstury z końcowej fazy ruchu bazalnej partii lodowca.
5. Dominacja gładzików o kierunku równoległym do ruchu lodowca pozwala wnosić, że przy względnie ustabilizowanych warunkach termodynamicznych jest to podstawowa orientacja materiału okrucowego wewnątrz lodu lodowcowego i związanego z nim lodu regelacyjnego. Niewielkie średnie kąty nachylenia osi dłuższej (L) określają tendencję do względnie poziomego usytuowania gładzików w warstwowanym lodzie lodowcowym lub poziomej warstwie kontaktowej lodu regelacyjnego.
6. Wpływ wyniosłości skał podłoża na dynamikę lodowca zaznacza się większym udziałem orientacji gładzików o kierunku prostopadłym lub skośnym do ruchu lodowca. Zaobserwowano to zarówno w lodzie (ryc. 2b; diagram IIa), jak i w stropowej warstwie kontaktowej soadu (diagram IIIa).
7. W trakcie przechodzenia materiału okrucowego wraz z morenową masą ziarnistą z żywego ośrodka bazalnego lodowca w ośrodek subglacjalny (najpierw żywy, a potem martwy), rozwija się tendencja do większej zawartości kierunków azymutów oraz mniejszych nachyleń gładzików. Sprzyja temu rozwój ciśnienia kriogenicznego będącego następstwem zjawiska regelacji.
8. Szczegółowe badania tekstury pozwalają ustalić kierunek rozwoju marginalnej zmarzliny subglacjalnej i stwierdzić, że pod stropem osadów subglacjalnych daje się wyróżnić część osadu, która najdłużej reprezentowała w środowisku subglacjalnym warstwę czynną zmarzliny (ryc. 2; warstwa 2). Charakteryzują ją najbardziej zniekształcone formy przestrzenne lodu regelacyjnego oraz największe średnie nachylenia osi dłuższej (L) i średniej (l) gładzików.
9. W głębokich partiach litofacjalnego kompleksu bazalnego osadu denno-morenowego, w warstwie środkowej (ryc. 2; warstwa 3), w większej odległości od przeszkody podłoża kształtuje się tendencja do zwartości azymutu osi dłuższych gładzików (diagram V). Tu także maleją średnie kąty nachylenia osi L i l , co można przypisać skomasowanemu oddziaływaniu ciśnienia kriogenicznego i kriostatycznego. Równocześnie na tę wysokość nie dociera wpływ egzarcyjnego czerpania materiału z lokalnego podłoża.
10. Udział materiału lokalnego w postaci kanciastych odłamków łupków w najniższej, spągowej części osadu (4) pozwala wnosić, że przy małej miąższości ogólnej facji subglacjalnej zachodzi jej ruch (subglacjalny) na całej głębokości profilu osadów.
11. Środowisko subglacjalne, przynajmniej w swej stropowej partii pod żywym lodem, jest silnie nasycone wodą roztopową, o czym świadczą liczne przewarstwienia lodu regelacyjnego (sięgające co najmniej do głębokości około 35 cm w analizowanym profilu).

12. W trakcie ewolucji termicznej środowiska subglacjalnego peryferyjnej części jezera lodowca formuje się rzeźba zarówno typu *fluted moraine*, jak również obszarów płaskich, które występują obok siebie. Wiązą się one ze sobą, a ich osady powierzchniowe pod lodowcem są przesycone licznymi formami lodu regelacyjnego. Lód ten na obszarach płaskich występuje często w postaci wydłużonych, równoległych do kierunku ruchu lodowca pasów lodowcowych.
13. W środowisku subglacjalnym, zarówno w fazie ruchomego utworu jak i zdeponowanego osadu, zachodzą w trakcie regelacji zmiany tekstury materiału okruchowego, które należą do wtórnych przeobrażeń w stosunku do żywego bazalnego ośrodka lodu glacjalnego.
14. Tylko bardzo szczegółowe badania materiału morenowego z lodowca (jednocześnie z jego powierzchni i wnętrza oraz spod lodu) dają możliwość oddzielenia wtórnych zmian teksturalnych z fazy deponowania lub kolejnych faz diagenety osadu od głównych cech tekstury odziedziczonych po żywym ośrodku bazalnym lodowca.

Zastosowanie metod strukturalno-teksturalnych uściśla charakterystykę współczesnych osadów morenowych. Pozwala to także drogą ujęć ilościowych uzasadnić poligenetyczne zmiany jakościowe, bardzo żywe w środowisku obecnego formowania się rzeźby glacjalnej. Zmiany te są z kolei rejestrowane w zróżnicowanym zespole współczesnych osadów lodowcowych; dotyczy to także rzeźby i osadów subglacjalnych uważanych przez wielu badaczy za mało zróżnicowane i mało zmienne.

W czołowej strefie lodowców spitsbergeńskich rzeźba i osady morenowe są w trakcie powstawania, przechodzą etap zakonserwowania oraz znajdują się w stanie wstępnych zmian epigenetycznych. Tu szczególnie więc można sprawdzić przydatność statystycznych metod strukturalno-teksturalnych do badań starych moren i plejstocenijskich osadów morenowych. Przy wykorzystaniu zasady aktualizmu można skontrolować dotychczasowe poglądy na temat formowania się osadów plejstocenijskich rozległych zlodowaceń kontynentalnych.

Potwierdzenie takich i podobnych badań na obszarach dzisiejszych zlodowaceń staje się ważnym, a może i nieodzownym etapem do uzyskania pełniejszego obrazu litofacjalnego kształtowania się osadów bezpośredniego deponowania glacjalnego.

LITERATURA

- Baranowski S. 1970, *The origin of fluted moraine at the fronts of contemporary glaciers*, Geogr. Annaler, 52, A, s. 68—75.
- Boulton G. S. 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sorbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen*, Journ. Glaciol., 6, 47, s. 717—735.
- Boulton G. S. 1968, *Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers*, Journ. Glaciol., 7, 51, s. 391—412.
- Boulton G. S. 1970a, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, Journ. Glaciol., 9, 56, s. 213—229.

- Boulton G. S. 1970b, *On the deposition of subglacial and meltout tills at the margins of certain Svalbard glaciers*, Journ. Glaciol., 9, 56, s. 231--245.
- Dreimanis A. 1969, *Selection of genetically significant parameters for investigation of tills*, Zesz. Nauk. UAM. Geogr., 8, s. 15--29.
- Drygalski E. 1911, *Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung*, Sitzungsberichte d.math.-physik. kl. der K. B. Ak. der Wiss. zu München. 2. s. 1--55.
- Gripp K., Todtman E. M. 1926, *Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitsbergen*, Mitt. Geogr. Ges., 37, s. 45--75.
- Kamb B., La Chapelle B. 1964, *Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock*, Journ. Glaciol., 5, 38, s. 159--172.
- Karczewski A., Wiśniewski E. 1979, *Granulometric analyses of sediments from the marginal zone of the Werenskiöld Glacier (SW Spitsbergen)*, Quest. Geogr., 5, s. 35--53.
- Klimaszewski M. 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta*, Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell., Prace Geogr., 1, s. 1--84.
- Klimaszewski M. 1963, *Geomorfologia ogólna*, Warszawa, s. 349--394.
- Kosiba A. 1958, *Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku*, Przegl. Geofiz., 3/11, s. 95--122.
- Kosiba A. 1960, *Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen*, Zesz. Nauk. Uniw. Wrocl., Seria B, 4, s. 1--31.
- Kozarski S., Szupryczyński J. 1973, *Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area*, Geogr. Pol., 26, s. 255--311.
- Ławruszyn J. A. 1969, *Czterwiertecznyje otłożenija Szpitsbergiena*, Izdat. „Nauka”.
- Olszewski A. 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Stud. Soc. Sci. Tor., Sec. C, 8, 2, Toruń.
- Olszewski A., Szupryczyński J. 1975, *Texture of rock particles of the basal transport in the conterminary frontal zone of the Werenskiöld Glacier*, Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Terre, 23, s. 59--67.
- Olszewski A., Szupryczyński J. 1980, *Texture of recent moranic deposits of a terminal zone of the Werenskiöld Glacier (Spitsbergen)*, Pol. Polar Res. 1(2--3), s. 45--74.
- Price R. J. 1970, *Moraines at Fjallspökull, Iceland*, Artic and Alpine Res., 2, 1, s. 27--42.
- Schytt V. 1959, *The glaciers of the Kebnekajse-Massif*, Geogr. Annaler, 41, s. 213--227.
- Szumski P. A. 1955, *Osnovy struktornogo liedowiedienija*, Izdat. AN SSSR.
- Szupryczyński J. 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, 39.
- Szupryczyński J. 1965, *Relief of the marginal zone of Werenskiöldbreen*, Norsk Polarinstittut Årbok, 1963, s. 89--107.
- Szupryczyński J. 1966, *Przebieg deglacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock*, Przegl. Geogr., 38, 3, s. 407--428.
- Szupryczyński J. 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, 71.

АНТОНИ ОЛЬШЕВСКИ
ЯН ШУПРИЧИНЬСКИ

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАРГИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЛЕДНИКА ВЕРЕНШЕЛЬДА (ШПИЦБЕРГЕН)

В июле 1972 года, во время очередной Польской экспедиции на Шпицберген производились исследования моренных отложений конечной зоны ледника Вереншельда, расположенного в южной части Земли Ведель Ярльсберга (рис. 1). Исследовано здесь

структуру, текстуру, общие физические свойства и литофациальный характер моренных отложений. Были исследованы также отложения, актуально вытапливающиеся на поверхности ледника (рис. 2а), а тоже горный ещё не вытопленный материал (рис. 2б). Проанализирован также моренный покров уже установленного субгляциального отложения (рис. 2с). Исследовались также три гляциальные обстановки: поверхностно-ледниковая, внутриледниковая и подледниковая. В статье проанализирован в частности вопрос текстуры моренных валунов фракции 15—60 мм.

Поверхностноледниковая обстановка, в конечной зоне ледника находится в фазисе *in statu nascendi* и представляет собой отдельный тип текстуры отложений по отношению к материалу во льду и под колонкой льда. Расположение и ориентировка скальных обломков легко приспособляется к локальному наклону поверхности льда и отсюда возникает значительная дисперсия ориентировки (рис. 2). Характерны здесь небольшие наклоны оси валунов.

Внутриледниковая обстановка разнообразна. Больше всего моренного материала находится вблизи основания ледника. У большинства валунов ориентировка параллельна к движению ледника. Небольшие средние, углы наклона длиннейшей оси (рис. 2) определяют тенденцию к относительно горизонтальному расположению валунов в слое ледникового льду.

В подледниковой обстановке констатируется тенденцию к большей плотности азимутов и меньшему наклону валунов (рис. 2 — диаграмма V).

Применение структурно-текстурных методов уточняет характеристику современных моренных отложений. В конечной зоне шпицбергенских ледников рельеф и моренные отложения *in statu nascendi*, проходят этап консервации, находясь одновременно в состоянии эпигенетических изменений. Именно здесь можно проверить пригодность статистических структурно-текстурных методов к исследованиям старых морен и плейстоценовых моренных отложений. При использовании принципа актуализма можно проверить существующие до сих пор мнения на тему плейстоценовых континентальных отложений.

ANTONI OLSZEWSKI
JAN SZUPRYCZYŃSKI

TEXTURE OF RECENT MORAINIC DEPOSITS OF THE TERMINAL ZONE OF THE WERENSKIØLD GLACIER (SPITSBERGEN)

In July 1972 an analysis of morainic sediments of the frontal zone of the Werenskiöld Glacier was made. The glacier is located in the southern part of Wedel-Jarlsberg Land (Fig. 1). Texture, structure, general physical properties and lithofacial features of morainic sediments were studied. The analysis dealt with sediments that melted out on the glacier surface at that time (Fig. 2a) and the ones still occurring in the ice (Fig. 2b). The morainic covers of already solidified subglacial sediments were also analyzed (Fig. 2c). The studies were carried out on the sediments of three main glacial environments: supraglacial, englacial and subglacial ones. The problem of texture of till boulders of a fraction of 15—60 mm is described exclusively in the paper.

The supraglacial environment in a marginal zone of the glacier keeps creating now and represents quite an individual textural type of sediments in comparison with the matter in the ice and under the overlying glacial ice. Orientation and position of boulders is in agreement with the local inclination of the surface and, therefore, a considerable dispersion of their azimuths is noted (Fig. 2). Small inclinations of boulder axes are typical.

The englacial environment is diversified. Most of debris and granular matter of the morainic sediment is located close to the glacier base. Most of boulders are oriented parallelly to the azimuth of the glacier movement. Small mean inclination angles of their longer axes (Fig. 2) define a trend to a relatively horizontal position of boulders in a stratified glacial ice.

In the subglacial environment a trend to greater concentrations of azimuths and to smaller inclinations of boulders is noted (Fig. 2 — diagram V).

The application of textural-structural methods makes a description of present morainic sediments more detailed. In frontal zones of Spitsbergen glaciers relief and morainic sediments deposited nowadays, are conserved or are subject to preliminary epigenetic changes. So, particularly there, the usefulness of statistic textural-structural methods for studies on ancient moraines and Pleistocene morainic sediments can be tested. With the use of the actuality principle the previous opinions can be controlled, the ones dealing with formation of Pleistocene sediments of vast Pleistocene glaciations.

MAREK GRZEŚ

Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu

*Characteristic of permafrost active layer
on the western coast of Spitsbergen*

Zarys treści. Badania letniego odmarzania różnych rodzajów gruntu prowadzono na Spitsbergenie w czasie pięciu sezonów letnich (1975, 1978, 1979, 1980, 1981). Do analizy wybrano wyniki 950 pomiarów wykonanych na nizinach nadmorskich do wysokości około 60 m npm. Wydzielono siedem „środowisk”, które różnią się tempem i głębokością odmarzania — głębokością warstwy czynnej. Opracowano schemat przebiegu procesu w formie empirycznych krzywych. Aproksymowano je prostymi równaniami. W modelu proponowanym przez autora przyjęto najprostsze rozwiązanie, jakim jest przebieg i głębokość letniego odmarzania w funkcji czasu trwania procesu.

Wstęp

Jedną z podstawowych wartości charakteryzujących obszary występowania wieloletniej zmarzliny jest głębokość sezonowego odmarzania przypowierzchniowej warstwy gruntu, która w literaturze określana jest jako warstwa czynna (*active layer*). Znajomość tej wartości, jej przestrzennego i czasowego zróżnicowania, jest dla wielu dziedzin nauk biologicznych i geograficznych nieodzowna. W tym miejscu należy zwrócić uwagę na fakt, że większość letnich wypraw naukowych dociera do terenu badań, gdy proces odmarzania gruntu jest już daleko zaawansowany, a odjeżdża przed jego zakończeniem. Z polskich wypraw polarnych jedynie S. Baranowski (1968) i Z. Czeppe (1960, 1966) publikują dane z pełnego cyklu odmarzania i przemarzania gruntu na Spitsbergenie. Na szczególną uwagę zasługują wyniki kompleksowych badań z różnych regionów strefy polarnej (Grenlandia, Spitsbergen, Alaska) przeprowadzonych przez A. Jahna (1948, 1970, 1971, 1982).

W badaniach sezonowego odmarzania (przemarzania) wyróżnia się trzy kierunki badawcze (*Obszczeje...*, 1978):

1. geologiczno-geograficzny, stawiający sobie za cel określenie przestrzennej zmienności zjawiska w zależności od wybranych elementów (lub całych kompleksów) środowiska;

2. geofizyczny, rozpatrujący zagadnienie sezonowego odmierzania z fizycznego punktu widzenia, tj. bilansu cieplnego; badania tego typu zmierzają w kierunku opracowania formuł matematyczno-fizycznych zjawiska;
3. techniczny, uwzględniający wpływ sezonowego przemarzania i odmierzania gruntu na działalność gospodarczą człowieka; dąży się do opracowania takich rozwiązań technicznych budowli, które nie doprowadziłyby do naruszenia naturalnej równowagi środowiska.

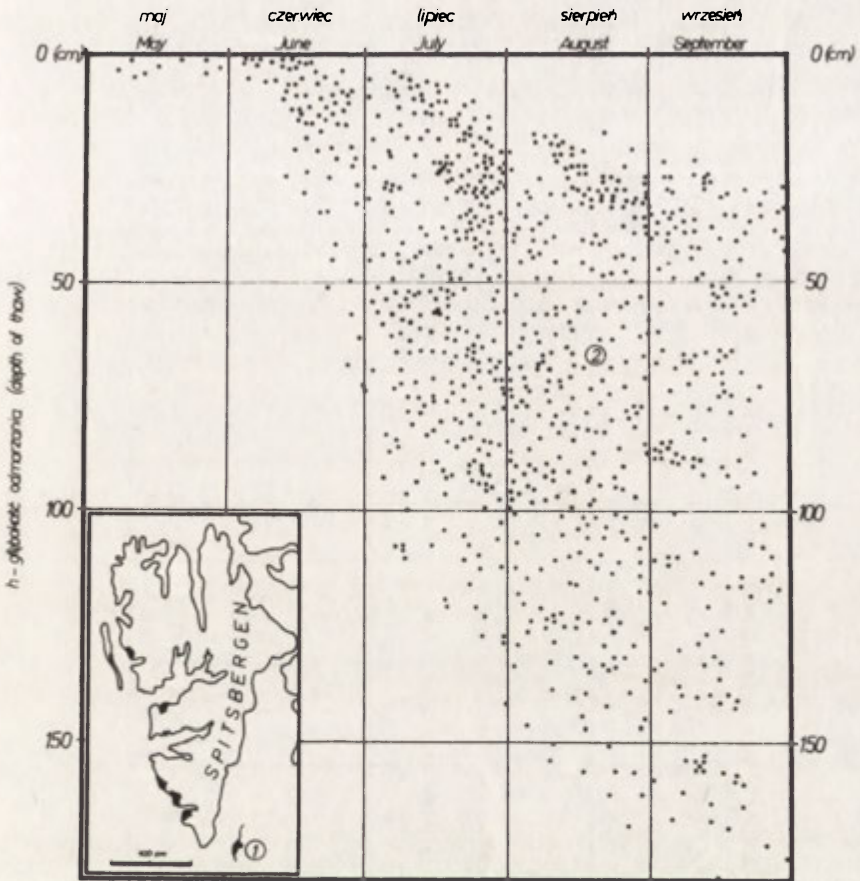
W kierunku geologiczno-geograficznym operuje się wartościami odmierzającej warstwy w centymetrach. Badania te mają charakter ilościowy i dają opis wpływu wybranych elementów środowiska na przebieg procesu. W artykule przedstawiono próbę ilościowej oceny procesu sezonowego odmierzania gruntu w ujęciu geologiczno-geograficznym.

Materiały wyjściowe i metoda badań

Własne badania letniego odmierzania gruntu rozpoczęto w 1975 r. (VII—VIII) na Kaffiörze. Kontynuowano je w sezonach letnich 1978 (VII—IX) i 1979 (VII—IX) oraz w pełnym cyklu rocznym 1980 (VII)—1981 (VIII) w rejonie Hornsundu (ryc. 1). Oprócz pomiarów marszrutowych wykonywano terminowe pomiary na wybranych stałych stanowiskach. Krótkie serie pomiarowe wykonano również w rejonie Barentsburga. Uzyskano tu wiele dodatkowych informacji o głębokości letniego odmierzania gruntu. W artykule wykorzystano również dane już opublikowane, odpowiadające określonym wymagom (czas, głębokość, grunt, miejsce itd.). Do analizy wybrano 950 wartości miąższości odmierzającego gruntu z okresu 1975—1981. Wszystkie one dotyczą zachodnich wybrzeży Spitsbergenu do wysokości 60 m n.p.m.

Każda z wartości uwzględnionych w analizie zawiera następujące informacje: data, miejsce wykonania sondowania (położenie, sytuacja geomorfologiczna), opis odmierzającego gruntu i stan jego powierzchni. Przy stosunkowo dużej liczbie danych zdecydowano się na założenie, że nawet bardzo skromny ogólny opis gruntu, jego pokrycia i wilgotności jest wystarczający. Specjalnych badań właściwości fizycznych gruntu nie prowadzono, wykonywano jedynie pomiary temperatury gruntu na wybranych testowych poletkach. Wykorzystano je do określenia grubości odmierzającej warstwy gruntu. Przeprowadzone pomiary miąższości odmierzającej sezonowo warstwy gruntu odpowiadają wymagom, jakie się stawia przy kartowaniu wieloletniej zmarzliny (*Mietodika...*, 1979).

Sondowania wykonywano żelaznym prętem (10×10 mm) z przyspawaną rękojeścią do wciskania i czopem do wbijania. Jeżeli wyniki trzech kolejnych sondowań były do siebie zbliżone (± 2 cm), przyjmowano wartość średnią. W utworach piaszczystych i gliniastych przy warstwie odmierzającego gruntu do 50 cm istnieje możliwość wykonania pomiaru z dokładnością do 1 cm. Jak wykazała kilkuletnia praktyka na Spitsbergenie i wcześniejsze badania



Ryc. 1. Zbiór danych wykorzystanych w opracowaniu schematu letniego odmarzania różnych rodzajów gruntu na Spitsbergenie w okresie 1975--1981

Data collection used in the scheme showing summer thaw of different grounds. during 1975--1981

w Mongolii (Grześ i Babiński 1979), najlepsza jest sonda wykonana ze stosunkowo miękkiego materiału. Przy natrafieniu na okruch skalny czy otoczek istnieje możliwość ominięcia go dzięki wygięciu pręta. Do oceny miąższości warstwy odmarzniętego gruntu wykorzystano również wyniki pomiarów temperatury gruntu na stacji meteorologicznej w Hornsundzie i kilku specjalnie zainstalowanych stanowiskach.

Reprezentatywność wyników obserwacji

Odmarzanie gruntu uwarunkowane jest bilansem promieniowania, który zależy od rodzaju gruntu, charakteru jego powierzchni, pokrycia roślinnością,

Tabela 1

Średnie miesięczne temperatury powietrza i gruntu w 1980 . w Hornsundzie

| Poziom | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Średnia roczna |
|--------|-------|--------|-------|------|------|-----|-----|------|-----|------|-------|-------|----------------|
| + 2 m | -11,9 | -11,1' | -11,6 | -8,1 | -3,0 | 2,4 | 4,4 | 3,8 | 1,8 | -5,5 | -13,4 | -16,3 | -6,2 |
| - 5 cm | -12,2 | -13,4 | -11,7 | -9,8 | -4,9 | 2,1 | 5,0 | 3,8 | 1,1 | -4,3 | - 9,6 | -16,1 | -5,8 |

Tabela 2

Temperatura powietrza w Barentsburgu (22 m n.p.m.) w latach 1975—1980

| Temperatura | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Średnio |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|---------|
| średnia | | | | | | | | | | | | | |
| miesięczna | -14,7 | -14,8 | -15,1 | -11,7 | - 4,1 | -1,4 | 5,7 | 4,6 | 0,5 | - 4,6 | - 8,8 | -12,2 | -6,2 |
| maks. średnia | | | | | | | | | | | | | |
| miesięczna | -10,1 | -11,0 | - 6,7 | - 9,1 | -2,7 | 2,4 | 6,8 | 5,2 | 1,6 | - 3,3 | - 6,5 | 7,5 | |
| min. średnia | | | | | | | | | | | | | |
| miesięczna | -19,2 | -18,8 | -22,6 | -16,1 | - 7,7 | - 0,4 | 4,8 | 4,2 | -0,8 | - 6,6 | -13,3 | -17,8 | |
| maksymalna | 3,8 | 5,6 | 3,3 | 2,8 | 6,0 | 12,8 | 15,9 | 14,0 | 7,7 | 6,9 | 5,7 | 4,4 | |
| minimalna | -33,6 | -39,3 | -36,6 | -28,3 | -18,0 | -7,9 | 0,1 | -0,2 | -9,6 | -16,6 | -28,8 | -30,8 | |

śniegiem itd. Duże trudności metodyczne związane z określeniem poszczególnych składowych bilansu skłoniły autora do przedstawienia przebiegu odmarzania w funkcji czasu, podobnie jak to zrobił również dla Spitsbergenu A. Jahn (1982).

Jak wynika z danych przedstawionych przez S. Baranowskiego (1968) dla okresu VIII 1957 — VIII 1958, średnie roczne wartości temperatury powietrza na wysokości 2 m nad gruntem i gruntu na głębokości 5 cm są zbliżone. Znalazło to potwierdzenie w wartościach dla 1980 r. (tab. 1). Zbliżone są również średnie miesięczne. Przyjęto więc, że temperatura powietrza w wystarczającym stopniu oddaje stan termiczny przypowierzchniowej warstwy gruntu, co jest daleko idącym uproszczeniem (Gawriłowa 1981, Washburn 1979). W tabeli 2 przedstawiono charakterystyczne wartości temperatury powietrza w Barentsburgu. Średnia roczna temperatura powietrza za okres 1975–1980 wynosiła -6.2 C. Dodatkowo średnie miesięczne wystąpiły tylko w okresie lipiec-wrzesień (co 2–3 lata zdarzają się również w czerwcu). Dodatkowo temperatury powietrza mogą wystąpić w ciągu całego roku — jest to jedna z charakterystycznych cech klimatu Spitsbergenu (Troicki i inni 1975). Prawdopodobieństwo krótkotrwałego przemarznięcia gruntu na głębokość kilkunastu milimetrów istnieje nawet w lipcu, który jest najcieplejszym miesiącem roku. W rejonie Hornsundu, gdzie wykonano większość pomiarów miąższości, przebieg temperatury powietrza jest podobny (tab. 3), aczkolwiek w średnich miesięcznych wartościach dla okresu letniego obserwuje się spadek temperatury w kierunku południowym (Troicki i inni 1975, Baranowski 1977). Przeciętnie w ciągu roku na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu notuje się około 95–110 dni ze średnią dobową powyżej 0°C .

W związku z tym, że przebieg temperatury powietrza na Spitsbergenie po jej „trwałym” przejściu przez 0°C jest wyrównany, przebieg odmarzania w funkcji czasu i w funkcji sumy średnich dobowych dodatnich temperatur powietrza jest podobny.

Istotnym czynnikiem wpływającym na przebieg i głębokość odmarzania jest opad atmosferyczny zarówno w formie śniegu (pokrywa) jak i deszczu. W rejonie Hornsundu notuje się znacznie niższe wartości sumy opadów atmosferycznych niż w Barentsburgu. W związku z ogromną redepozycją śniegu zimą i wiosną różnice te nie mają jednak większego znaczenia z punktu widzenia analizowanego procesu. Zmierzona suma opadu śniegu na ogół nie daje informacji o grubości pokrywy śnieżnej.

Odmarzenie gruntu znacznie przyspieszają opady deszczu, które stanowią nawet do 65% rocznej sumy (tab. 4 i 5). Letnie deszcze praktycznie doprowadzają do permanentnego utrzymywania mokrej lub wilgotnej powierzchni gruntu (2,1 w 10-stopniowej skali).

Zależność pomiędzy odmarzaniem gruntu a jego wilgotnością jest bardzo złożona (Sawieliew 1971). Najogólniej można stwierdzić, że wzrost wilgotności doprowadza do wzrostu przewodnictwa cieplnego gruntu, wzrasta więc i szybkość odmarzania. Wzrost przewodnictwa cieplnego następuje wyraźnie tylko do momentu osiągnięcia przez grunt kapilarnej pojemności wodnej (Kossowski i Sikora 1978, Monteith 1977). W większości badanych miejsc zwierciadło

Tabela 3

Średnie miesięczne temperatury powietrza w Hornsundzie, VII 1978 - VI 1981 r.

| Rok | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Średnia roczna |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-----|------|------|------|-------|-------|----------------|
| 1978 | — | — | — | — | — | — | 4,3 | 3,7 | —1,0 | —3,0 | — 8,8 | — 9,6 | |
| 1979 | —15,4 | —16,6 | —13,5 | —14,1 | —7,6 | —0,2 | 4,9 | 3,7 | 1,2 | —2,9 | — 4,9 | — 9,5 | —6,2 |
| 1980 | —11,9 | —11,1 | —11,6 | — 8,1 | —3,0 | 2,4 | 4,4 | 3,8 | 1,8 | —5,5 | —13,4 | —16,3 | —5,7 |
| 1981 | —17,9 | — 9,0 | —16,8 | —11,3 | — 4,3 | 0,4 | | | | | | | |

Tabela 4

Miesięczne sumy opadów atmosferycznych w Barentsburgu w latach 1974—1981

| Rok | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Suma |
|------|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|
| 1975 | 57,9 | 69,0 | 63,9 | 39,7 | 46,6 | 9,4 | 33,1 | 27,8 | 33,3 | 37,7 | 131,3 | 26,3 | 576,0 |
| 1976 | 42,8 | 104,1 | 112,3 | 32,0 | 15,7 | 5,4 | 27,9 | 169,8 | 55,9 | 110,5 | 63,4 | 43,8 | 783,6 |
| 1977 | 56,5 | 23,6 | 11,4 | 39,8 | 54,2 | 14,5 | 61,8 | 21,8 | 34,7 | 58,4 | 82,7 | 98,9 | 558,3 |
| 1978 | 88,7 | 36,0 | 91,3 | 47,1 | 40,1 | 9,4 | 14,0 | 32,8 | 40,4 | 80,7 | 115,6 | 84,1 | 680,2 |
| 1979 | 46,1 | 45,3 | 34,7 | 25,8 | 46,4 | 49,4 | 20,9 | 15,5 | 47,5 | 97,5 | 61,8 | 49,8 | 540,7 |
| 1980 | 54,9 | 76,3 | 25,1 | 55,4 | 9,8 | 19,6 | 31,7 | 153,9 | 59,5 | 87,3 | 39,3 | 14,9 | 627,7 |
| 1981 | 79,2 | 96,8 | 18,3 | 37,7 | | | | | | | | | |

Tabela 5

Miesięczne sumy opadów atmosferycznych w Hornsundzie w latach 1978—1981

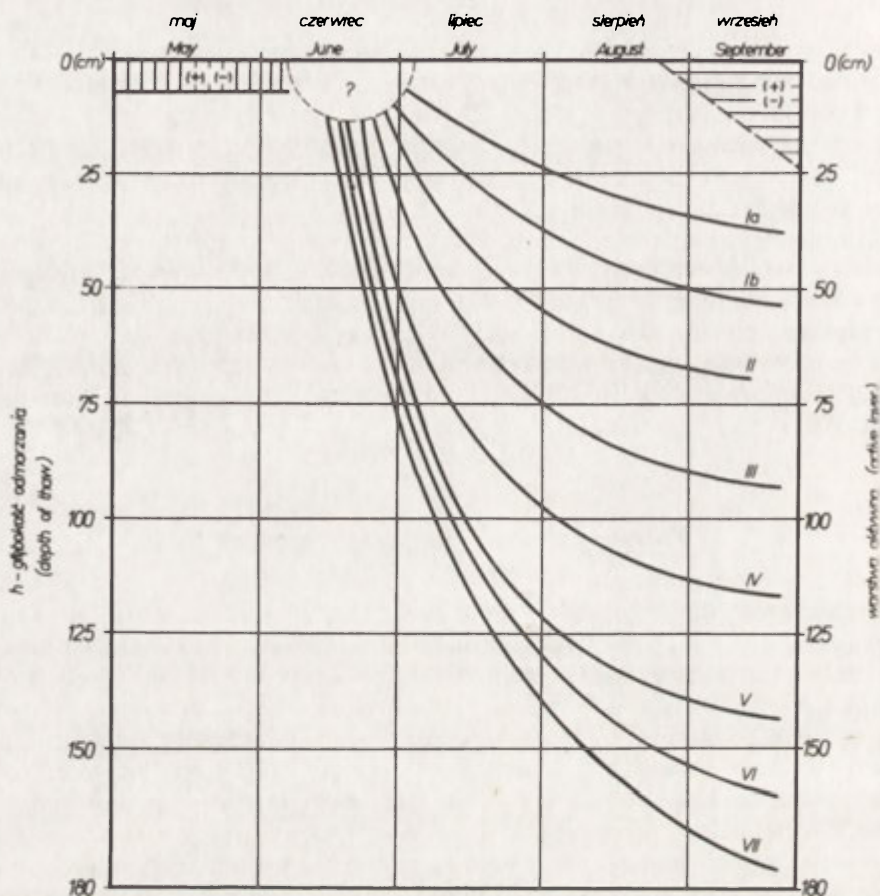
| Rok | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Suma |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|
| 1978 | — | — | — | — | — | — | 46,1 | 83,4 | 11,7 | 29,3 | 76,3 | 14,8 | |
| 1979 | 13,7 | 28,6 | 10,6 | 7,4 | 18,2 | 24,3 | 18,8 | 35,4 | 45,1 | 44,6 | 16,2 | 17,4 | 283,9 |
| 1980 | 28,9 | 50,8 | 11,5 | 21,5 | 9,4 | 28,8 | 26,9 | 92,8 | 113,7 | 65,6 | 19,6 | 4,2 | 473,7 |
| 1981 | 19,8 | 57,5 | 38,5 | 23,2 | 26,3 | 15,1 | | | | | | | |

wody nadzmarzlinowej w początkowym okresie odmarzania utrzymuje się na głębokości kilkunastu centymetrów. Dopiero w końcu lipca następuje wyraźne obniżenie poziomu wód nadzmarzlinowych. Kilkudniowe opady o sumie powyżej 30–50 mm doprowadzają do ponownego podniesienia zwierciadła wody w pobliżu powierzchni gruntu.

Kilkuletnie obserwacje, jak również przytoczone dane meteorologiczne pozwalają na stwierdzenie, że dokonana poniżej schematyzacja przebiegu i głębokości odmarzania gruntów w ujęciu geologiczno-geograficznym może być reprezentatywna dla zachodnich wybrzeży Spitsbergenu do wysokości 60 m n.p.m. Potwierdzają to wyniki pomiarów przeprowadzonych latem 1980 r. na Kaffiörze przez wyprawę z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika (Marciniak i inni 1981).

Początek letniego odmarzania gruntów

Grzbiety wszystkich większych form przez całą zimę pozbawione są śniegu, co związane jest z dużymi prędkościami wiatru. Na przełomie marca i kwietnia 1981 r. na wałach lodowo-morenowych lodowców rejonu Hornsundu, na stokach o ekspozycji południowej, w okresach bezchmurnej pogody, obserwowano kilkumilimetrowej grubości warstwę odmarzniętego gruntu. Jest to w tym okresie zjawisko efemeryczne i nie ma większego znaczenia dla całości procesu. Dopiero od początku maja odmarzanie w podobnych sytuacjach meteorologicznych sięgało kilku centymetrów (ryc. 2). W końcu maja głębiej sięgające odmarzanie gruntu uruchamiało proces „spływania” i staczania się materiału na pokrywę śnieżną leżącą na stokach moren. Proces ten osiągnął największe nasilenie na początku czerwca. Topienie mas śniegu o grubości do 5 m (!) leżących na zawietrznym stoku i u jego podstawy jest znacznie opóźnione po osiągnięciu przykrycia warstwą koluwiów grubości około 5 cm. Tym można tłumaczyć w pewnych określonych sytuacjach „włączenie” płatów śniegu do wałów lodowo-morenowych („na stałe”). Szerzej opisuje to zjawisko S. Kozarski (1982). W rejonie Hornsundu po zawietrznej stronie wszystkich form występują ogromne zasy o grubości kilku metrów. Na terenach płaskich (morskie poziomy terasowe) grubość pokrywy śnieżnej wynosiła od 0 do kilkudziesięciu centymetrów (fot. 1 i 2). Tak znaczne przestrzenne zróżnicowanie grubości pokrywy śnieżnej wiąże się w późniejszym etapie ze zróżnicowanym w czasie jej zanikiem. Podobnie duże zróżnicowanie grubości pokrywy śnieżnej obserwowali zimą 1978/1979 M. Banach (inf. ustna), a zimą 1979/1980 J. Pereyma (1981). W tych miejscach tundry, gdzie śniegu jest bardzo mało (wystają głazy i większe kamienie) pokrywa śnieżna zanika najszybciej. W połowie czerwca na ogół 1/2 powierzchni nizin nadmorskich pozbawiona jest już śniegu. Do późnego lata płaty śniegu zalegają w żlebach na stokach górskich (Głowicki 1975) oraz po zawietrznej stronie większych form. Przegradzają one wielokrotnie niewielkie dolinki, doprowadzając do powstania okresowych jezior zaporowych.



Ryc. 2. Schemat letniego odmarzania różnych rodzajów gruntu na Spitsbergenie, wykonany na podstawie danych z okresu 1975—1981. Opis w tekście
 Scheme of summer thawing of different grounds on Spitsbergen, elaborated on the basis of data from 1975 to 1981. Explanation of curves in the text

Fot. 1. Polska Stacja Polarna nad fiordem Hornsund (maj 1981). Po zachodniej stronie budynków widoczne zasypy śniegu. W „cieniu wiatrowym” wszystkich form następuje odkładanie się kilkumetrowej grubości zasp

Polish Polar Station on Hornsund Fjord (May 1981). Snow drifts visible on the western side of buildings. Severalmetre thick snow drifts accumulate in the wind shadow of all forms

Fot. 2. Stacja meteorologiczna w Hornsundzie (styczeń 1981). Widoczny brak pokrywy śnieżnej na grzbietach skałek. Widok w kierunku zachodnim

Meteorological station in Hornsund (January 1981). No snow cover on rock ridges is noticeable. A western view



Na rolę płatów śniegu jednorocznych i wieloletnich w opóźnieniu odmarzania gruntu zwrócił uwagę A. Jahn (1982). Wody z topniejącego śniegu odpływają po powierzchni. Do momentu całkowitego zaniku płatów śniegu w tundrze obserwuje się najmniejsze zróżnicowanie wilgotności gruntu.



Fot. 3. Grunty modelowane w Revdalen (typ A, według A. Jahna, 1970), gdzie wykonano pomiary głębokości odmarzania (lipiec 1978)

Patterned grounds in Revdalen (type A, after A. Jahn, 1970) where the depth of thawing was measured (July 1978)

Biorąc pod uwagę omówione fakty nasuwa się pytanie, jaki moment uznać za początek procesu odmarzania gruntu przy opracowywaniu schematu tego procesu. Uwzględniając przebieg temperatury powietrza w Łarentsburgu i w rejonie Hornsundu, zanikanie pokrywy śnieżnej oraz własne obserwacje prowadzone na nizinach nadmorskich do wysokości 60 m n.pn. przyjęto połowę czerwca za „przeciętną” datę początku letniego odmarzania gruntu. Proponowana data jest w znacznym stopniu umowna, gdyż w pierwszym etapie proces odmarzania przerywany jest krótkotrwałymi ochłodzeniami i ponownym przemarzaniem na głębokość do kilkunastu centymetrów (Czeppe 1960). W literaturze glaciologicznej za początek okresu ablacji przyjmuje się zwykle 1 czerwca (Troicki i inni 1975, Baranowski 1977).



Fot. 4. Stanowisko termometrów zainstalowanych w gruntach modelowanych w Revdalen (wrzesień 1979)

Position of thermometers installed in patterned grounds in Revdalen (September 1979)

Przebieg i głębokość letniego odmarzania gruntu — analiza schematu

Głębokość letniego odmarzania różnych rodzajów gruntu w formie schematu przedstawił J. R. Mackay (1970) dla arktycznej części Kanady. Jednym z celów, jakie postawił sobie autor, było opracowanie podobnego schematu dla Spitsbergenu, z uwzględnieniem jeszcze dodatkowo przebiegu procesu w czasie. Z analizy zbioru 950 danych, jakimi dysponowano (ryc. 1), wynika, że można wydzielić co najmniej siedem „środoisk”, różniących się między sobą przebiegiem i głębokością odmarzania (miąższością warstwy czynnej):

- I. grunty o bardzo zróżnicowanym składzie mechanicznym, przykryte zwartą warstwą ograniczną o grubości: > 20 cm (Ia) oraz $10 \leq 20$ cm (Ib);
- II. gliny o dużej wilgotności z bogatą roślinnością tundrową (Ryka i Maliszewska 1982);
- III. żwiry, piaski i mułki w obrębie obniżen w morskich poziomach terasowych, z bogatą roślinnością tundrową;
- IV. grunty modelowane (Jahn 1970) z „wnętrzem” o przewodze części ziemistych, z bardzo bogatą roślinnością tundrową;
- V. piaski, żwiry, ..., budujące morskie poziomy terasowe z ubogą roślinnością tundrową;
- VI. żwiry, piaski współcześnie tworzących się stożków sandrowych;
- VII. pokrywa mineralna (głazy, ..., mułki) na wałach lodowo-morenowych.

Taki układ został narzucony w wyniku analizy zbioru danych, z których każda opatrzona była opisem. Niziny nadmorskie Spitsbergenu to wyniesione morskie poziomy terasowe, dlatego powyższy podział jest w pewnym stopniu sztuczny. Przyjęto jednak, że procesy mrozowe oraz akumulacyjna i erozyjna działalność lodowców i wód roztopowych doprowadziły do znacznego przekształcenia budowy tych poziomów. Doszło więc do zróżnicowania przepływu ciepła przez ich powierzchnie, a w konsekwencji do zróżnicowania przebiegu i głębokości odmarzania. Duży postęp w badaniu tego typu procesów osiągnięto podczas badań poprzedzających budowę transalaskańskiego rurociągu (Goodwin i Outcalt 1974).

Charakterystyka wyróżnionych środowisk

Ia i Ib. Znana jest powszechnie termoizolacyjna rola warstwy organicznej (darni lub torfu) w odmarzaniu gruntu. Obserwuje się zmniejszenie rocznej amplitudy temperatury gruntu pod warstwą torfowo-mchową o 50–60%, a przy grubej warstwie torfu i mchu nawet o 80–90% (*Obszczeje...*, 1978). Interesujący materiał ze Spitsbergenu przedstawili Z. Czeppe (1966) i A. Jahn (1970, 1982). Wynika z niego, że warstwa mchu i traw o miąższości mniejszej niż 10 cm wpływa w istotny sposób na zmniejszenie tempa odmarzania. A. Jahn (1982) prowadził swoje obserwacje na testowych poletkach o powierzchni 1 m^2 . Zdejmowano z nich warstwy organiczną i mineralną o różnej grubości. Latem 1979, 1980 i 1981 r. przeprowadzono w tych samych miejscach eksperyment odwrotny — na poletka o wymiarach $1 \times 1 \text{ m}$ z warstwą organiczną o grubości 8–11 cm, położono jeszcze jedną warstwę takiego samego materiału, a całość z boków oszalowano deskami. W innym miejscu pomiędzy dwie warstwy organiczne wstawiono płytę styropianową o grubości 7 cm. W środku poletek (kasetonów) wykonywano okresowe pomiary głębokości odmarzania. Wyniki eksperymentu oraz 120 pomiarów w podobnych miejscach pozwoliły określić przeciętny przebieg i głębokość letniego odmarzania gruntu pod warstwą organiczną o grubości > 20 cm (Ia) oraz $10 \leq 20$ cm (Ib). W pierwszym przypadku miąższość warstwy aktywnej w końcu września wynosiła około 40 cm, w drugim — około 55 cm. Szybkość odmarzania gruntu pod warstwą organiczną o grubości powyżej 10 cm wynosiła 0,25–0,35 cm na dobę.

II. Drugi rodzaj środowiska jaki wydzielono to gliny o dużej wilgotności, z bogatą roślinnością tundrową, która miejscami tworzy zwartą pokrywę o grubości nie przekraczającej 10 cm. Grunt odmarza tu na głębokość około 70 cm. W początkowym etapie odmarzania (do 50 cm) tempo waha się od 1,7 do 1,3 cm w ciągu doby, następnie gwałtownie spada do wartości 0,8—0,3 cm · doba⁻¹ w warstwie 50—70 cm. Poniżej poziomu 70 cm tempo odmarzania było mniejsze od 0,12 cm · doba⁻¹.

III. Płytkie obniżenia w obrębie teras morskich, odznaczające się dużą wilgotnością, często leżące na szlakach okresowego odpływu powierzchniowego, mają dobrze rozwiniętą roślinność tundrową. Wypełnione są na ogół drobnym materiałem mulkowym o grubości do kilkunastu centymetrów. Stwierdzono tu zaleganie do późnego lata płatów silnie przekrystalizowanego śniegu, przypominającego naledzi. Miejsca te odmarzają przeciętnie do głębokości 90 cm. Warstwa 0—70 cm odmarza w tempie 2,5—1,2 cm na dobę, warstwa 70—90 cm już tylko 0,5—0,2 cm na dobę. Miejsca takie zajmują znaczne powierzchnie w tundrze spitsbergeńskiej.

IV. Systematycznymi pomiarami głębokości odmarzania objęto kilka form w rejonie polskiej Stacji Polarnej (Revdalen), określanych przez A. Jahna (1970, s. 116—118) jako grunty modelowane typu A. Wały gruzowe — wieńce sięgają podstawą stropu wieloletniej zmarzliny (fot. 3 i 4). Przebieg letniego odmarzania śledzono wewnątrz pierścieni, gdzie dominuje materiał gliniasty. Wytworzona na skutek procesów mrozowych wewnętrzna struktura gruntów modelowanych odgrywa istotną rolę w przebiegu i głębokości odmarzania (Jahn 1948) — przenikanie ciepła do wnętrza pierścieni kamienistych jest znacznie większe. Odgrywają one rolę drenów; tym m. in. należy tłumaczyć głębokie (do 140 cm) odmarzanie gruntu w obrębie pierścieni. Stwierdzono duże zróżnicowanie powierzchni wieloletniej zmarzliny. Za przeciętną głębokość letniego odmarzania przyjmując można wartość 110—115 cm. Dokładny pomiar jest dość trudny, gdyż na kontakcie z wieloletnią zmarzliną znajduje się materiał gruboziarnisty i ostrokrawędzisty. Warstwa gruntu 0—50 cm odmarza w tempie do 4 cm · doba⁻¹, warstwa 50—90 cm już tylko 1,8—200 cm · doba⁻¹. Poniżej 90 cm tempo odmarzania spada do wartości poniżej 1 cm · doba⁻¹ (w warstwie 105—115 cm — 0,2 cm · doba⁻¹).

V. Poziomy terasowe i stare wały burzowe pocięte są często siecią dużych poligonów. Odmarzają one przeciętnie do głębokości 140 cm (fot. 5). Zimą zalega tu pokrywa śnieżna o niewielkiej miąższości, zanikająca już w połowie czerwca. Są to obszary dobrze zdrenowane. W połowie lipca warstwa odmarzniętego gruntu osiąga miąższość około 100 cm. Dalsze odmarzanie odbywa się w tempie mniejszym niż 1 cm · doba⁻¹.

VI. Przebieg i głębokość odmarzania na współcześnie sypanych stożkach sandrowych jest podobna jak w środowisku V. Początkowo odmarzają one w tempie do 4,5 cm · doba⁻¹. Wyraźne obniżenie tempa odmarzania zaznacza się dopiero na głębokości 100—110 cm. Taki przebieg procesu należy wiązać z licznymi ciekami sandrowymi, których przepływ wyraźnie obniża się dopiero na początku sierpnia. Za przeciętną głębokość odmarzania przyjęto 145 cm. Odchylenia od tej wartości mogą wynosić ± 40—50 cm. Latem 1979 r.



Fot. 5. Stanowisko termometrów zainstalowanych w gruntach modelowanych w południowej części Kaffiory (sierpień 1975)

Position of thermometers installed in patterned grounds in southern part of Kaffiory (August 1975)

Fot. 6. Dystalna część wału lodowo-morenowego lodowca Hans w rejonie Fugleberget. Widoczne płyty śniegu zalegające do późnego lata (sierpień 1980)

Distal part of ice-cored moraines of the Hans Glacier near Fugleberget. Noticeable patches of snow occurring until late summer (August 1980)

Fot. 7. Dystalna część wału lodowo-morenowego lodowca Hans w rejonie Fugleberget. Partie grzbietowe pokryte kilkumetrową warstwą śniegu. Na stokach i u ich podstawy grubość śniegu dochodzi do 4--5 m (maj 1981)

Distal part of the ice-cored moraines of the Hans Glacier near Fugleberget. Ridges covered with snow cover several m thick. On slopes and at their foot, snow thickness reaches 4--5 m (May 1981)





Fot. 8. Odśnieżenie w dystalnej części wału lodowo-morenowego lodowca Hans w rąnie Fugleberget. Widoczny płat przekryształizowanego śniegu przykryty przez redeponowany materiał morenowy (październik 1980)

Outcrop in distal part of the slope of ice-cored moraines of the Hans Glacier near Fugleberget. Noticeable patch of recrystallized snow covered by redeposited morainic material (October 1980)

(koniec sierpnia) na sandrze ekstralimitalnym lodowca Gas maksymalna miąższość odmarzniętych piasków i żwirów wynosiła 230 cm. Generalnie w pobliżu cieków grunt odmarza o około 50—55 cm głębiej niż na okolicznych terenach. Przeciętna miąższość warstwy aktywnej na sandrach zależy od sytuacji hydrologicznej, dlatego jej wartość jest trudna do ustalenia. VII. Pomiar głębokości odmarzania materiału stanowiącego osłonę nierzalną na wałach lodowo-morenowych są bardzo trudne. Przedstawioną krzywą wykreślono na podstawie wyników pomiarów temperatury gruntu (do 120 cm głębokości) prowadzonych sporadycznie na wałach lodowo-morenowych lo-

dowców Werenskiöld (1 punkt) i Hans (3 punkty). Pomiary wykonywano termometrami wyciągowymi. Wykorzystano również 24 sondowania, pomiary w naturalnych odsłonięciach oraz dane już opublikowane. Jak już wspomniano, na grzbietach wałów lodowo-morenowych odmarzanie gruntu rozpoczyna się najwcześniej (brak śniegu). Występujące tu obniżenia wypełnione wodą są wynikiem zjawiska topnienia lodowego trzonu. Problem głębokości letniego odmarzania gruntu na wałach lodowo-morenowych wiąże się ściśle z ich degradacją. W polskiej literaturze najwięcej miejsca poświęcił temu A. Szponar (1974, 1982). Stwierdza on, że miąższość moreny ablacyjnej na wałach lodowo-morenowych nie przekracza 1,7 m. Tego samego rzędu wartości podaje J. Szupryczyński (1963). L. S. Troicki twierdzi, że morena ablacyjna na Spitsbergenie może osiągnąć grubość 2 m (Troicki i inni 1975). Stwierdzona przez M. Banacha (1979) maksymalna grubość pokrywy mineralnej na wałach lodowo-morenowych lodowców Hans, Werenskiöld i Gas wynosiła 2,2 m. Szeroką dyskusję nad termoizolacyjną rolą ablacyjnych pokryw morenowych przeprowadza S. Kozarski (1974, 1982). Twierdzi on, że po osiągnięciu określonej grubości chroni ona lód przed dalszym topnieniem, a w pewnych sytuacjach inicjuje powstanie wałów lodowo-morenowych nazywanych przez niego ablacyjnymi morenami czołowymi. Badania grubości pokryw mineralnych na lodowcach i wałach lodowo-morenowych w północnej Szwecji przeprowadził G. Østrem (1959, 1964, 1965). Stwierdził on, że letnie odmarzanie często sięga trzonu lodowego. Określił też rolę płatów śniegu leżących na stokach wałów lodowo-morenowych w ich rozwoju geomorfologicznym (fot. 6, 7, 8).

Na badanych morenach czołowych lodowców Gas, Hans i Werenskiöld w partiach grzbietowych letnie odmarzanie gruntu (od głazów do najdrobniejszych frakcji) sięga stropu trzonu lodowego. Powoduje to intensywne ruchy masowe, nadające tym partiom form pewną „świeżość”. Spływający materiał gromadzi się w partiach stokowych. Proces ten ustaje po osiągnięciu przez materiał koluwalny partii grzbietowych, czego dowodzą wyniki pomiarów. Stwierdzono, że w obecnych warunkach klimatycznych warstwa moreny ablacyjnej o miąższości 175 cm chroni trzon lodowy przed topnieniem. W 17 wypadkach pod warstwą moreny o podobnej grubości stwierdzono lód, w 7 wypadkach (partie stokowe) letnie odmarzanie nie osiągnęło stropu trzonu lodowego. Daje się zauważyć tendencja do płytszego odmarzania gruntu w dolnych partiach stoku o około 30–40 cm. Można to tłumaczyć z jednej strony dłuższym zaleganiem śniegu, z drugiej zaś — większym udziałem drobniejszych frakcji. Problem letniego odmarzania gruntu na wałach lodowo-morenowych wymaga dalszych badań przy zastosowaniu różnych technik (stanowiska elektrycznych i wyciągowych termometrów gruntowych, zmarzlinomierze).

Wnioski

W wyniku schematyzacji przebiegu procesu sezonowego odmarzania różnych rodzajów gruntu (do 60 m npm.) otrzymano osiem empirycznych krzywych;

krzywe te aproksymowano równaniem:

$$h = a \lg (T \pm c) - b$$

gdzie: h — głębokość odmarzniętej warstwy, a i b — stałe współczynniki charakteryzujące odmarzającą warstwę, T — czas odmarzania gruntu w dniach, c — korekta uwzględniająca wcześniejszy (+) lub późniejszy (–) zanik pokrywy śnieżnej w danym miejscu (rzeczywista liczba dób opóźnienia podzielona przez 4).

Dla wydzielonych środowisk otrzymano równania:

- Ia. $h = 29 \lg (T - 6) - 20$
- Ib. $h = 39 \lg (T - 6) - 20$
- II. $h = 53 \lg (T - 5) - 28$
- III. $h = 62 \lg (T - 3) - 25$
- IV. $h = 84 \lg (T - 40)$
- V. $h = 96 \lg (T - 37)$
- VI. $h = 105 \lg (T - 41)$
- VII. $h = 116 \lg (T + 7) - 57$

Znając czas trwania odmarzania wybranego rodzaju gruntu (środowiska) można z dużą dokładnością określić miąższość warstwy czynnej.

A. Jahn (1982) przedstawił inny model letniego odmarzania gruntu na Spitsbergenie. Wynika z niego, że tempo odmarzania gruntu spada wraz z głębokością w postępie geometrycznym. W modelu proponowanym przez autora zwrócono uwagę na czas (na ogół znany element) potrzebny na odmarznięcie warstwy gruntu o takiej samej miąższości, który w tym wypadku wzrasta w postępie geometrycznym (ryc. 2). Dysponując obszernym materiałem liczbowym zdecydowano się na uproszczenia niezbędne w konstrukcji prostego modelu.

Byłoby wskazane, aby w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie zainstalować sieć zmarzlinomierzy. Obserwacje powinny być prowadzone systematycznie przez cały rok, np. przez meteorologów (istnieje wiele prostych rozwiązań zmarzlinomierzy, stosowanych powszechnie na stacjach meteorologicznych w arktyce kanadyjskiej — zob. Mackay 1973). Dopiero materiał obserwacyjny z długiego cyklu może dać reprezentatywne wyniki i możliwość ich porównania z warunkami klimatycznymi. Wieloletnia zmarzlina, jak to określił A. Jahn (1970, jest zjawiskiem termofizycznym. Dlatego śledzenie zmian miąższości warstwy czynnej w cyklu wieloletnim można traktować jako miernik zmian klimatu.

LITERATURA

- Banach M. 1979, *Ruchy masowe na walach lodowo-morenowych lodowców rejonu Hornsundu (Spitsbergen)* (w:) *VII Sympozjum Polarne, Materiały*, Kraków.
- Baranowski S. 1968, *Termika tundry peryglacjalnej, SW Spitsbergen*, Acta Univ. Wratisl., 68, Wrocław.
- Baranowski S. 1977, *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, Acta Univ. Wratisl., 393, Wrocław.

- Czeppe Z. 1960, *Thermic differentiation of the active layer and its influence upon the frost heave in periglacial region (Spitsbergen)*, Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. geol. et Geogr., 8, 2, Warszawa.
- Czeppe Z. 1966, *Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 13, Kraków.
- Gawriłowa M. K. 1981, *Sowriemiennyj klimat i wiecznaja mierzlota na kontinentach*, Izdat. Nauka, Sibirskoje Otdielienije, Nowosybirsk.
- Głowicki B. 1975, *Snow and firn patches between Hornsund and Werenskiöld Glacier* (w:) *Res. of invest. of the Pol. Sci. Spitsb. Exp. 1970—74*, Acta Univ. Wratisl., 251, Wrocław.
- Goodwin C. W., Outcalt S. I. 1974, *The simulation of the geographic sensitivity of active layer modification effects in Northern Canada* (w:) *Hydrologic aspects of northern pipeline development*, Environmental — Social Committee Northern Pipelines, Task Force of Northern Oil Development, Report No. 74—12.
- Grześ M., Babiński Z. 1979, *Z badań nad letnim odmarzaniem gruntu na Spitsbergenie i w Mongolii*, VI Sympozjum Polarne, Łódź.
- Jahn A. 1948, *Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii*, Akad. Um., Wydz. Mat.-Przyr., 72, Kraków.
- Jahn A. 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN Warszawa.
- Jahn A. 1971, *Lód i zlodowacenia*, Biblioteka Problemów, 161, PWN Warszawa.
- Jahn A. 1982, *Soil thawing and active layer of permafrost in Spitsbergen* (w:) *Res. of invest. of the Pol. Sci. Spitsb. Exp.*, 4, Acta Univ. Wratisl., 527, Wrocław.
- Kossowski J., Sikora E. 1978, *Ciepłne właściwości gleb i metody ich wyznaczania*, Probl. Agrofiz., 27, Ossolineum.
- Kozarski S. 1974, *Procesy powstawania i zaniku pagórków lodowo-morenowych (ice-cored moraines) w strefach brzeżnych niektórych lodowców Hornsundu* (w:) *Materiały z Sympozjum Spisbergeńskiego, Pol. wypr. na Spitsb. 1970 i 1971*, Wrocław 1972, Wyd. Uniw. Wrocław., Wrocław.
- Kozarski S. 1982, *The genetic variety of ice cores in the marginal forms of some Spitsbergen glaciers, Hornsund region* (w:) *Res. of invest. of the Pol. Sci. Spitsb. Exp.*, 4, Acta Univ. Wratisl., 525, Wrocław.
- Mackay J. R. 1970, *Disturbances of the tundra and forest tundra environment of the western Arctic*, Can. Geotechn. Journ., 7.
- Mackay J. R. 1973, *A forst tube for the determination of freezing in active layer above permafrost*, Can. Geotechn. Journ., 10, 3.
- Marciniak K., Szczepanik W., Przybylak R. 1981, *Letnie odmarzanie gruntu na Kaffiörze (NW Spitsbergen)* (w:) *VIII Sympozjum Polarne, Materiały*, t. 1, Sosnowiec.
- Mietodika mierzlotnoej sjemki*, 1979, red. W. A. Kudrijawcew, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Monteith J. R. L. 1977, *Fizyka środowiska biologicznego*, Biblioteka Problemów, 232, PWN Warszawa.
- Obszcze mierzlotowiedienije (geokriologija)*, 1978, red. W. A. Kudrijawcew, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Østrem G. 1959, *Ice melting a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges*, Geogr. Annaler, 41, 4.
- Østrem G. 1964, *Ice-cored moraine in Scandinavia*, Geogr. Annaler, 46, 3.
- Østrem G. 1965, *Problem of dating ice-covered moraines*, Geogr. Annaler 47, 1.
- Pereyma J. 1981, *Pokrywa śnieżna w rejonie Fiordu Hornsund na Spitsbergenie* (w:) *VIII Sympozjum Polarne, Materiały*, t. 1, Sosnowiec.
- Ryka W., Maliszewska A. 1982, *Słownik petrograficzny*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Sawieliew B. A. 1971, *Fizyka, chimija i strojenije l'dow i mierzlych gornych porod*, Izdat. Mosk. Uniw., Moskwa.

- Szponar A. 1974, *Ablacja walów lodowo-morenowych i jej morfologiczne skutki na przykładzie lodowców okolic Hornsundu (w:) Materiały z Sympozjum Spitsbergeńskiego, Pol. Wypr. a Spitsb. 1970 i 1971, Wrocław 1972, Wyd. Univ. Wrocław, Wrocław.*
- Szponar A. 1982, *Earthslides of ablation type on the ice-moraine ridges (w:) Res. of invest. of the Pol. Sci. Spitsb. Exp., 4, Acta Univ. Wratisl., Wrocław.*
- Szupryczyński J. 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu, Prace Geogr. IG PAN, 39, Warszawa.*
- Troicki L. S., Singer E. M. i inni 1975, *Oliednienije Szpichbergiena (Svalbarda) (w:) Rez. Issl. po miežd. geofiz. proj., Izdat. Nauka, Moskwa.*
- Washburn A. L. 1979, *Geocryology, Edward Arnold, London.*

МАРЕК ГЖЕСЬ

АКТИВНЫЙ СЛОЙ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ НА ЗАПАДНЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ ШПИЦБЕРГЕНА

Летом, в течение пяти сезонов (1975, 1978, 1979, 1981) на западных побережьях Шпицбергена (до 60 м н.у.м.) были проведены измерения глубины летнего оттаивания разного вида грунтов. К анализу было выбранных 950 величин. На их основе выделено семь разных „сред“ с разнородным темпом и глубиной оттаивания —

Ia, Ib — грунты под органическим слоем толщиной в > 20 см (Ia), а также толщиной в 10—20 см (Ib), активный слой ок. 40 см и ок. 55 см. II — суглинки с большой влажностью с богатой тундровой растительностью, активный слой ок. 70 см. III — гравий, пески в пределах понижений в морских террасовых ярусах, с богатой тундровой растительностью, активный слой ок. 20 см. IV — моделированные грунты с суглинками внутри. (Тип А по А. Яхн, 1970), активный слой 110—115 см. V — пески, гравий, ..., создающие морские террасовые яруса, со скудной растительностью, активный слой ок. 140 см. VII — минеральный покров на ледово-моренных поясах, активный слой 175 см. Для каждой „среды“ разработана кривая течения и глубины летнего оттаивания. Эти кривые указаны в уравнении:

$$h = a \lg(T \pm c) - b$$

где: h — глубина оттаивания в см

a и b — постоянные коэффициенты, характеризующие оттаивающий слой

T — время оттаивания почвы в днях

c — корректура учитывающая раннее (+) или позднее (–) исчезновение снежного покрова на данном месте.

Величина c это ок. 1/4 настоящего замедления в днях по отношению с принятым средним началом оттаивания.

Была оценена представительность предлагаемой схемы для западного побережья Шпицбергена. Указание глубины оттаивания только в функции времени является значительным упрощением. Однако, из сравнения этой зависимости с глубиной и темпом оттаивания в зависимости от суммы средних суточных температур воздуха вытекает, что принятый метод указывает в инеримых единицах этот процесс.

MAREK GRZEŚ

CHARACTERISTICS OF PERMAFORST ACTIVE LAYER
ON THE WESTERN COAST OF SPITSBERGEN

Measurements of the depth of summer thawing (up to 60 m a. s. l.) in various kinds of ground were carried out during five following summer seasons: 1975, 1978, 1979, 1980 and 1981. 950 values were chosen for analyses, and this provided a basis for distinguishing seven various „environments” of different rate and depth of summer thawing, that is thickness of the active layer: Ia, Ib — various grounds under organic layer > 20 cm and 10-20 cm, active layer about 40 cm thick and 55 cm thick respectively; II — highly moist loam with rich tundra plant cover, active layer (a. l.) about 70 cm thick; III — gravels, sands within lows on the coastal terraces with rich tundra plant cover, a. l. about 90 cm thick; IV — pattern grounds (type A according to A. Jahn, 1970), a. l. about 110—115 cm thick; IV — sands and gravels in coastal terraces with scanty tundra plant cover, a. l. about 140 cm thick; VI — outwash gravels and sands, a. l. about 145 cm thick; VII — mineral cover on ice-cored moraines, a. l. 175 cm thick. For each of these „environments” a curve of the course and depth of summer thawing has been elaborated. These curves are approximated by the following equation:

$$h = a \lg (T \pm c) - b$$

where: h is depth of summer thawing in cm, a and b are coefficients which characterize the thawing layer, T is time of thawing in days, c is correction accounting for earlier (+) or later (–) disappearance of snow cover at a given place, and c is about one fourth of actual retardation in days in relation to the average beginning of thawing.

The representativeness of the proposed scheme has been evaluated for the western coast of Spitsbergen. It is believed to be an oversimplification to consider the depth of summer thawing as a function of time only. However, the comparison of this function with depth and rate of thawing depending on the mean positive day temperatures of air shows that the applied method reflects the course of the process in a quantitative way.

INSTITUT GEOGRAFI
I PRZEKREŚLEN
POLSKI
Zakład
00-630 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

BARBARA RUSZKOWSKA

Formy rzeźby plaży spowodowane działalnością lodu na Ziemi Oscara II (Północno-zachodni Spitsbergen)

Beach relief forms created by ice of Oscar II Land (NW Spitsbergen)

Zarys treści. Na tle ogólnej charakterystyki polarnej plaży wyróżniono i opisano dwa typy form rzeźby rozwijających się na plaży Ziemi Oscara II w okresie polarnego lata: owalne lub okrągłe zagłębienia zawdzięczające swoje powstanie wytopieniu się brył lodowych porzebranych przez osady plażowe oraz żwirowe kopczyki utworzone na wyrzuconych przez morze bryłach lodowych lub innych wystających na plaży obiektach. Są to formy efemeryczne, ulegające szybkiej degradacji pod wpływem ciepła atmosferycznego i działalności fal morskich.

Przedmiotem rosnących wciąż zainteresowań badawczych w regionach polarnych są nie tylko lodowce i formy utworzone na ich przedpolu, lecz także strefa brzegowa morza, stanowiąca 35% długości brzegów morskich globu ziemskiego. W notatce tej przedstawiono wyniki obserwacji poczynionych w części strefy brzegowej, zwanej plażą.

Plażą nazywa się strefę brzegową płaskiego wybrzeża, stanowiącą prawie płaski pas zbudowany ze żwirów ($\varnothing > 10$ mm) lub piasków ($\varnothing < 1$ mm), zalewany przez fale morskie albo oceaniczne (Klimaszewski 1978). O. K. Leon-tjew i inni (1982) za plażę uważają nagromadzenie osadów utworzonych przez potoki przyboju, powstające zarówno w warunkach prostopadłego, jak i skośnego nabiegu fal na brzeg. Termin „plaża” według nomenklatury C. A. M. King (1972) obejmuje dwie strefy: brzeg górny (*backshore*), czyli najwyższą, zwykle suchą część brzegu morskiego, pokrywaną przez fale jedynie w czasie silnych sztormów, i brzeg dolny (*foreshore*), obejmujący strefę między wałem brzegowym a krawędzią rynny erozyjnej u podnóża stoku plażowego.

W niniejszej notatce oparto się na charakterystyce i podziale plaży z punktu widzenia sedymentologicznego (Gradziński i inni 1976). W obrębie plaży wyróżnia się część wewnętrzną i zewnętrzną, nazywaną także zewnętrzną strefą zmywu. Wewnętrzna część plaży, bliższa lądu, ma postać mniej więcej poziomego spłaszczenia, jest zwykle sucha, fale zalewają ją tylko podczas silnych sztormów. Zewnętrzna część plaży przedstawia się jako stok nachylony w stronę morza. W normalnych warunkach wyższa część tego stoku jest na przemian zalewana i odsłaniana przez zmyw, a niższa jest stale zalana wodą.

Dolną granicą plaży jest obszar, gdzie fale translacyjne przekształcają się w potoki zmywów. Wielu autorów przyjmuje za dolną granicę plaży poziom niskiej wody.

Plaża stanowi strefę o dużej aktywności geomorfologicznej związanej z przemieszczaniem materiału piaszczysto-żwirowego w kierunku lądu i morza przez fale zmywu. Oprócz tego na kształtowanie rzeźby plaży oddziałują wiele innych czynników, takich jak: cechy litologiczne osadów, temperatura powietrza, wiatr, opad atmosferyczny i lód. Dominującym czynnikiem jest jednak dynamika wód przybrzeżnych, zmieniająca się w ciągu roku. W odniesieniu do plaż arktycznych wydzielić można cztery okresy jej działania: zimowy (XI--IV), wczesno-letni (V--VI), letni (VII--VIII) i jesienny (IX--X).

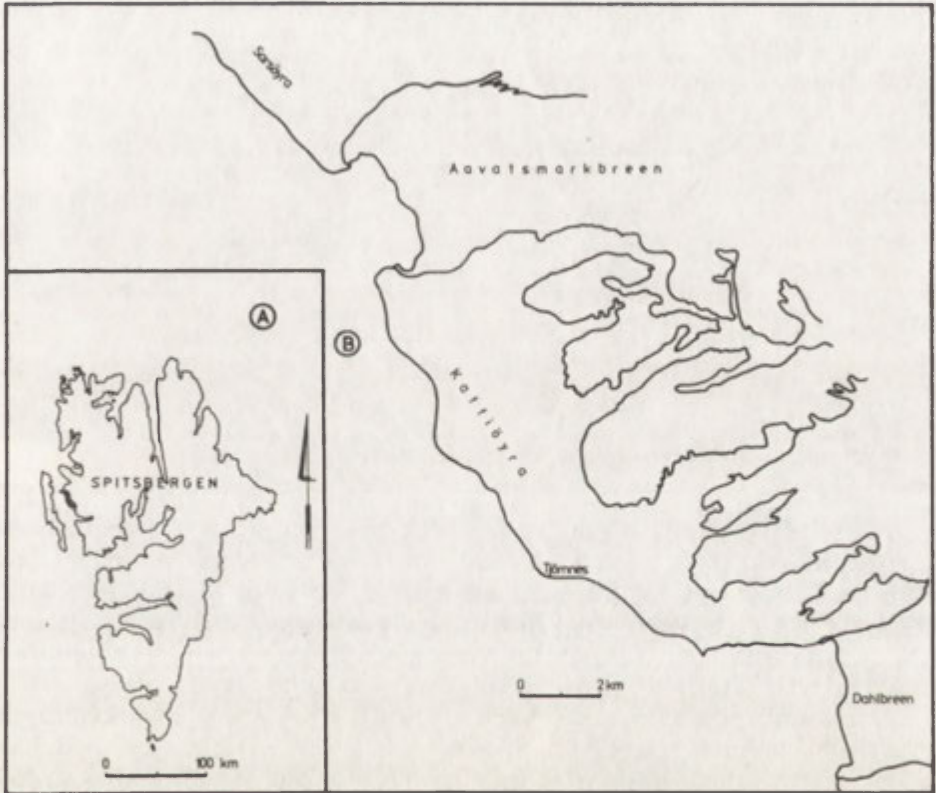
Zimą większość zbiorników morskich pokryta jest lodem, na brzegu powstaje lód przybrzeżny, a w zagłębieniach i rozcięciach plaży gromadzone są masy śniegu. Sytuacja taka prowadzi do całkowitego wyeliminowania działalności fal morskich i pływów na strefę brzegową. Nie oznacza to jednak martwego okresu w modelowaniu plaż. Rolę dominującą przejmuje działalność mrozu, wiatru i śniegu. Wczesnym latem następuje pęknięcie lodów i topnienie śniegu. Uwolnienie morza od ciągłej pokrywy lodowej sprawia, że na plażę oddziałują fale wraz z płytami lodu. Zjawisko to potęgowane jest przez wiatr i insolację. W okresie krótkiego lata polarnego plaża staje się strefą o dużej zmienności form w wyniku działalności akumulacyjnej, abrazyjnej i transportującej fal morskich. Pewną rolę spełniają wówczas także procesy stokowe, jeżeli na zapleczu plaży występuje klif zbudowany z utworów lodowcowych lub morsko-lodowcowych. Czwartym wydzielonym okresem w działalności morza jest jesień. Jest to okres, w którym przy wzmożonej aktywności morza następuje stopniowe zamrażanie wód od brzegu i systematyczne zmniejszanie wpływu fal na modelowanie plaży. Zasięg oddziaływania fal może być znacznie powiększony lub zmniejszony przez pływy, które mają jednak znaczenie tylko w okresie, kiedy morze pozbawione jest lodu.

Specyficznym czynnikiem modelującym polarną plażę morską w okresie wczesno-letnim i letnim jest lód, któremu poświęcono tę notatkę.

Na polarnych plażach spotyka się cztery rodzaje lodu: morski, przybrzeżny, lodowcowy i gruntowy. Lód morski, czyli lód powstający wskutek zamrażania wody morskiej występuje w postaci kier biernie unoszonych na powierzchni wody (Zakrzewski 1983). Lód przybrzeżny, znany z literatury anglosaskiej jako *foot ice*, jest to wąski przymarznięty do brzegu pas lodu, nie podlegający pływom, o płaskiej powierzchni. Zimą łączy się on z lodem morskim, natomiast latem występuje pomiędzy lądem a otwartym oceanem (morzem). Jest to lód poligenetyczny, składający się z przemarzniętego śniegu i zamrażonego pyłu wodnego oraz z lodu morskiego. Lód lodowcowy osadzany jest na plaży w postaci brył pochodzących z „cielenia się” lodowych klifów, a przyniesionych przez prądy i fale morskie. Lód gruntowy wchodzi w skład wieloletniej zmarzliny rozwijającej się na wszystkich polarnych plażach.

Obecność lodu na plażach powoduje powstanie specyficznych form nie spotykanych na plażach w niższych szerokościach geograficznych. Do form

najczęściej spotykanych należy zaliczyć okrągłe i owalne zagłębienia tworzące tzw. „dziurawe plaże”. Ze Spitsbergenu opisali je: S. Z. Różycki (1957) z fiordu Van Keulen, A. Jahn (1959, 1977), z Hornsundu, K. Birkenmajer (1960) z plaż Veslebogen, a ostatnio W. Niewiarowski i B. Myzyk (1983) z wybrzeży Kaffiöyra. Formy te powstają w wyniku wytopienia się pogrzebanych w osadach plażowych brył lodu morskiego i lodowcowego.

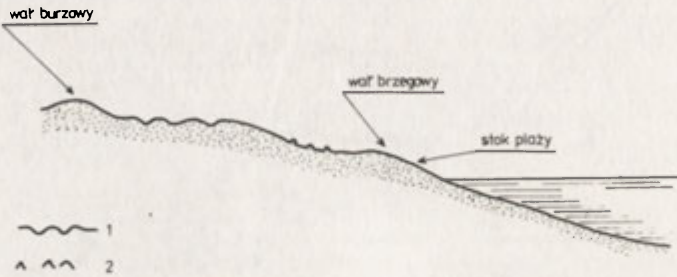


Ryc. 1. Mapa sytuacyjna obszaru badań: A --- położenie obszaru badań B --- badany wycinek strefy brzegowej

Planimetric map of the investigated area: A --- location of the investigated area B --- part of the investigated shore zone

Bryły te na plaże przylegające do równin nadmorskich Kaffiöyra i Sarsöyra (NW Spitsbergen) dostają się podczas topnienia pokrywy lodowej cieśniny Forland, która oddziela południkowo biegnącą Wyspę Księcia Karola (Prins Karls Forland) od wyspy Spitsbergen (ryc. 1). Wiosną pęka zwarta pokrywa lodowa na wodach cieśniny i fale sztormowe, spotęgowane przez pływy, które dochodzą tu do 1,5 m (Szczepanik 1977), wynoszą kry lodu morskiego na plażę, gdzie zostają one następnie przysypane materiałem piaszczysto-żwirowym niesionym przez fale.

W okresie lata, wraz ze wzrostem temperatury powietrza i gruntu oraz nasilenia promieniowania słonecznego następuje powolne topnienie pogrzebanych lodów. W wyniku ich całkowitego wytopienia powstają formy o rozmaitych wymiarach zależnych głównie od rozmiarów brył lodowych i miąższości warstwy przykrywającej lód. Jeżeli miąższość warstwy piasków i żwirów jest mniejsza niż miąższość warstwy czynnej, lód topi się pozostawiając charakterystyczne zagłębienia (fot. 1 i 2). Zaobserwowane na plaży Kaffiöyra



Ryc. 2. Sytuacja morfologiczna form rzeźby plaży spowodowanych działalnością lodu: 1 --- owalne zagłębienia. 2 --- żwirowe kopczyki
Morphological situation of beach relief forms created by ice: 1 --- oval-shaped pits. 2 --- gravel hits

zagłębienia występowały w obrębie wewnętrznej części plaży, w pobliżu wału burzowego (ryc. 2), a więc w miejscu, gdzie nie docierają normalne fale przyboju. Pomierzone zagłębienia miały średnicę od 40 do 90 cm i głębokość od 30 do 60 cm, występowały pojedynczo i pozbawione były wody. Formy te są efemeryczne, gdyż ulegają zniszczeniu podczas jesiennych lub wyjątkowo silnych letnich sztormów zmywających całą wewnętrzną część plaży.

„Dziurawe” plaże opisane również zostały z wybrzeży antarktycznych przez R. Nicholasa (1961, 1968). Sposób powstania zagłębień jest podobny do opisanego, jednak lód występujący na plaży w Mc Murdo Sound to lód przybrzeżny (*foot ice*), a nie pogrzebane przez osady plażowe luźne bryły lodowe. Stąd też zaobserwowane przez Nicholasa zagłębienia miały znacznie większe rozmiary, osiągały średnicę od 4 do 5 m i głębokość około 1 m.

Fot. 1. Okrągłe i owalne zagłębienia wywołane wytopieniem się kier lodowych na wyniesionym fragmencie plaży przyładka Tiörnnes
Circular and oval pits brought about by melting of buried sea ice floes situated on an elevated fragment of beach

Fot. 2. Zagłębienia wywołane wytopieniem małej bryły lodowej w początkowej fazie jego powstawania
A pit brought about by melting of a small ice block in an initial phase of formation





Innymi bardzo ciekawymi formami zaobserwowanymi na plaży Kaffiöyra są żwirowe kopczyki o wysokości do 40 cm i zmiennej średnicy, dochodzącej do 60 cm (fot. 3). Występowały one znacznie bliżej linii brzegowej niż poprzednio opisane zagłębienia. Powstają one głównie dzięki zróżnicowanej pracy zmywów, jak również deflacji. Sztormowe fale nabiegające na brzeg (zmywy wstępujące), o większej sile nośnej niż normalne fale, transportują grubszy materiał daleko od linii brzegowej. Natomiast powracające fale (zmywy powrotne) o znacznie mniejszej sile transportowej, unoszą z powrotem tylko drobny materiał. W efekcie na miejscu pozostaje grubszy materiał, wykazując tendencję do koncentracji wokół osadzonych brył lodowych, kęp wyrzuconej przez morze roślinności, otoczków itp., stanowiących punkty zaczepienia dla materiału przemieszczanego trakcyjnie przez zmywy powrotne. Tę segregację materiału pod względem wielkości ziarn pogłębiają następnie procesy eoliczne, które unoszą drobny materiał, a pozostawiają na miejscu gruby. Bryły lodu lodowcowego są wyrzucane na plażę w okresie późniejszym, w czasie polarnego lata i pochodzą z lodowców Dahl i Aavatsmark (zob. ryc. 1).

Tworzenie się kopczyków żwirowych związanych z lodem zaobserwowano koło przylądka Tjörnnes. Na bryle lodu lodowcowego wyrzuconej podczas silnego sztormu letniego usypana została warstwa żwirów o miąższości 20–25 cm (fot. 4), która osuwała się pod wpływem grawitacji, dając w efekcie segregację materiału — grubszego u dołu, drobniejszego na górze, w sposób przedstawiony przez K. Birkenmajera (1960) i A. Jahna (1977). W degradacji tego kopczyka brały udział fale morskie, o czym świadczy odsłonięcie lodu od strony morza oraz gładka powierzchnia przyległej do kopczyka plaży (por. fot. 4).

Zaobserwowane i opisane formy rzeźby plaży spitsbergeńskiej wywołane obecnością lodu nie są długotrwałe. Istnienie ich zależne jest przede wszystkim od dynamiki morza. Większość form stosunkowo szybko ginie w wyniku rozmycia przez fale. Zagłębienia i kopczyki najdalej odsunięte od linii brzegowej przetrwać mogą prawdopodobnie do jesieni, kiedy silne sztormowe fale zalewają całą plażę, niszcząc wszystkie istniejące formy. Fale te mogą osadzić na plaży bryły i tafle nowego, jesiennego lodu, który po przetrwaniu okresu zimowego ponownie zmieni rysy rzeźby plaży.

Fot. 3. Kopczyki żwirowe powstałe na skutek koncentracji grubszego materiału plażowego podczas zmywów powrotnych oraz deflacji materiału plażowego

Gravel hits originated from concentration of coarse-grained material during return swash and deflation of the beach material

Fot. 4. Pagórek żwirowy utworzony na skutek przykrycia bryły lodu lodowcowego osadzonej na plaży podczas sztormu materiałem plażowym

Small gravel mount resulted from superposition of beach material on a block of glacier ice deposited on the beach during a storm event

LITERATURA

- Birkenmajer K. 1960. *Geological results of the Polish 1957—1958 Spitsbergen Expedition*, Studia Geol. Pol., 5.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. 1976. *Sedymentologia*, Warszawa.
- Jahn A. 1959. *The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movement of Spitsbergen*, Przegl. Geogr., 31, suplement.
- Jahn A. 1977. *Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen)* Acta Univ. Wratisl. Spitsbergen Expedition II. Wrocław.
- King C. A. M. 1972. *Beaches and coasts*. London.
- Klimaszewski M. 1978. *Geomorfologia ogólna*, Warszawa.
- Leontjew O. K., Nikiforow L. G., Safjanow G. A. 1982. *Geomorfologia brzegów morskich*, Warszawa.
- Nichols R. L. 1961. *Characteristic of beach formed in polar climates*, Amer. Journ. of Sci., 259.
- Nichols R. L. 1968. *Coastal geomorphology, Mc Murdo Sound, Antarctica*. Journ. of Glaciol., 7, 51.
- Niewiarowski W., Myzyk B. 1983. *Kaffiöra coast (Oscar II Land, NW Spitsbergen), its morphogenetic factors and processes*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 18, Toruń.
- Różycki S. Z. 1957. *Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacialne na Ziemi Torella (Spitsbergen)*. Buł. Peryglaci., 5. Łódź.
- Szczepanik W. 1977. *Selected problems in the hydrography of the catchment basin of the Waldemar River (West Spitsbergen, Oscar II Land)*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr., 13, 43, Toruń.
- Zakrzewski W. 1983. *Lody na morzach*. Gdańsk.

BARBARA RUŠKOWSKA

FORMY RELJEFU PŁYŻA WYŻWANNYJE ŁYDOM NA ZEMLE OŠKARA II (NW ŠPIŦBERGEN)

Na фоне общей характеристики полярного пляжа описаны два типа форм рельефа пляжа замечены во время полярного лета на пляже Земли Оскара II (фиг. 1). Овальные впадины диаметром от 40 до 90 см и глубиной от 30 до 60 см возникли в результате вытапливания глыб морского льда, находящегося в пляжных отложениях (фиг. 2, фот. 1 и 2). Этот лёд проникнул на пляж Каффиюры (NW Шпицберген) во время весенних штормов и был присыпан материалом влекомым волнами. Эти впадины расположены в пределах внутренней части пляжа вблизи грозового вала, т.е. на месте, куда не доходят нормальные волны прибойа во время летнего периода.

Гравийные холмики высотой до 40 см и диаметром доходящим до 60 см (фот. 3 и 4) находились ближе береговой линии (фиг. 2), чем вышеупомянутые впадины. Они возникли в результате концентрации более крупного материала вокруг выброшенных глыб льда, голыш, островков растительности и тп. обратными смываниями.

Указанные формы принадлежат к эфемерическим формам и их существование зависит прежде всего от динамики моря.

BARBARA RUSZKOWSKA

BEACH RELIEF FORMS CREATED BY ICE ON OSCAR II LAND (NW SPITSBERGEN)

The paper describes two types of beach relief forms observed during polar summer on the beach of Oscar Land II (Fig. 1) against the background of the general characteristics of the polar beach. Oval-shaped pits 40–90 cm in diameter and 30–60 cm deep were formed as a result of the melting of sea ice blocks buried in beach deposits (Fig. 2, Photos 1 and 2). This ice was brought to the Kaffioyry Beach (NW Spitsbergen) during spring storms and was covered up with material carried by waves. Those pits occur within the inner part of the beach near the storm beach ridge, i. e. in a place which is not reached by normal surfs in the summer time.

Gravel hits up to 40 cm high and up to 60 cm in diameter (Photos 3 and 4) were closer to the shore line (see Fig. 2) than the pits. They were formed as a result of concentration of coarse-grained material around glacier's ice blocks thrown on the beach, pebbles, clusters of plants, etc. by return swash. These forms are ephemeral and their existence depends primarily on the sea dynamics.

Translated by *Aneta Dylewska*

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

Stratygrafia i chronologia zlodowacenia Würm w świetle sympozjum „Würm-stratigraphy 1983”

*Stratigraphy and chronology of the Würmian Glaciation
in the light of symposium „Würm-stratigraphy 1983”*

Zarys treści. W artykule przedstawiono i omówiono profile stratotypowe Würmu w Schwaiganger, Baumkirchen i Samerberg, zaprezentowane podczas międzynarodowego sympozjum „Würm-stratigraphy 1983”, zorganizowanego pod auspicjami Subkomisji Stratygrafii Czwartorzędu Europy INQUA. Ponadto omówiono zagadnienie tempa recesji lodowców alpejskich w późnym glacie, rozpatrzone podczas sympozjum na podstawie wyników badań palinologicznych. W zakończeniu przedstawiono ocenę obecnego stanu i perspektyw rekonstrukcji przebiegu zlodowacenia Würm na obszarze Alp Północnych i ich przedpola.

Ostatnie zlodowacenie plejstocenijskie na obszarze Alp, znane powszechnie jako zlodowacenie Würm, uważane jest od czasu publikacji oryginalnej pracy A. Pencka w 1882 r., a więc od ponad 100 lat, za zlodowacenie klasyczne w swoim przebiegu oraz efektach geologicznych i geomorfologicznych. Praca A. Pencka, rozszerzona później wspólnie z E. Brücknerem (Penck i Brückner 1901/1909), stała się ogólnie akceptowanym wzorcem w geologii czwartorzędu i geomorfologii glacialnej, do którego odwoływano się w badaniach zlodowaceń obszarów nie tylko górskich, lecz także równinnych, objętych niegdyś zlodowaceniami kontynentalnymi. Jak wykazały wyniki sympozjum „Würm-stratigraphy 1983”, również dziś prace tych badaczy nie straciły na aktualności w odniesieniu do wielu aspektów działalności geomorfologicznej plejstocenijskich lodowców (Glückert 1979, Grube 1983, van Husen 1983, Zieglert 1983). Jednakże w miarę rozwoju metod i pojawiania się nowych technik badawczych, zwłaszcza w zakresie biostratygrafii i geochronometrii, wiele schematów zawartych w dziele Pencka i Brücknera trzeba było poddać rewizji i modyfikacjom. Poddano im szczególnie schemat przebiegu zdarzeń glacialnych w ciągu Würmu, ustalony niegdyś prawie wyłącznie na podstawach morfostratygraficznych. Sympozjum „Würm-stratigraphy 1983”, podczas którego zaprezentowano i przedyskutowano wyniki nowych badań

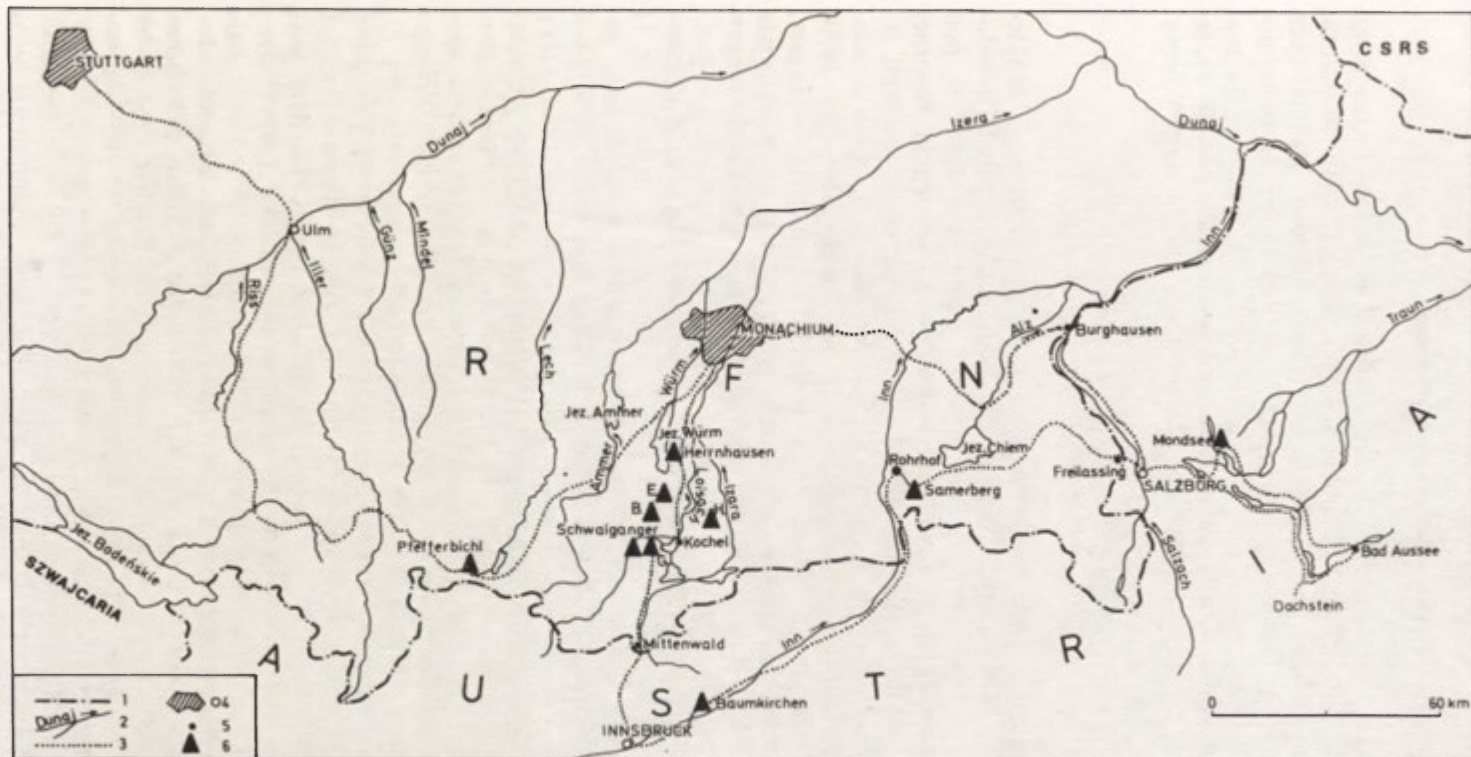
dotyczących stratygrafii i chronologii zlodowacenia Würm, było kolejnym ważnym etapem na drodze ewolucji wiedzy w tym zakresie.

Przebieg sympozjum

Sympozjum „Würm-stratigraphy 1983” odbyło się w dniach od 11 do 20 września 1983 r. na klasycznych obszarach alpejskich i podalpejskich zlodowaceń plejstocenijskich w granicach RFN i Austrii. Celem tego sympozjum, zorganizowanego pod auspicjami Subkomisji Stratygraficznej Czwartorzędu Europy INQUA, było wytypowanie obszarów i profili geologicznych, które spełniają warunki reperowych z punktu widzenia nowoczesnych wymogów i kryteriów podziału czwartorzędu. Stąd też trasa 9-dniowej wycieczki naukowej uwzględniała wszystkie ważniejsze, znane z literatury oraz bieżących badań, obszary i stanowiska stratotypowe Würmu w Szwabii, południowej Bawarii, Tyrolu, w krainie Salzkammergut i w górnej Austrii.

Rozległość obszaru, po którym wiodła trasa wycieczki, jak też bogaty program naukowy skłoniły organizatorów do podziału trasy wycieczkowej na trzy części (ryc. 1): 1-dniową wycieczkę wstępną (*Vorexkursion*), wiodącą ze Stuttgartu przez Krumbach, Pfefferbichl do Monachium, prowadzoną przez B. Frenzela z Uniwersytetu w Stuttgartarcie-Hohenheim, 7-dniową wycieczkę główną (*Hauptexkursion*), wiodącą z Monachium przez Herrnhäusen, Schwaiganger, Baumkirchen, Samerberg, Mondsee, Bad Aussee do Salzburga, przygotowaną i kierowaną przez głównych organizatorów sympozjum H. Jerza z Bawarskiego Instytutu Geologicznego w Monachium i D. van Husena z Uniwersytetu w Wiedniu, oraz 1-dniową wycieczkę końcową (*Nachexkursion*) z Salzburga do Monachium, prowadzoną przez W. D. Grimma z Uniwersytetu w Monachium.

W dniu oddzielającym wycieczkę wstępną od głównej (12 IX) w Monachium odbyła się sesja naukowa, podczas której dokonano oficjalnego otwarcia sympozjum i wygłoszono 14 referatów związanych tematycznie z podziałem stratygraficznym i chronologią czwartorzędu. Ponadto na trasie wycieczki głównej odbyły się dwa otwarte posiedzenia Subkomisji: pierwsze w Freilassing (16 IX), poświęcone sprawom organizacyjnym Komisji Stratygraficznej INQUA, i drugie w Bad Aussee (18 IX), na którym przedyskutowano wyniki sympozjum i uchwalono rezolucję wskazującą m. in. obszary i profile geologiczne, które zdaniem Subkomisji mogą spełniać rolę typowych czy reperowych dla formacji Würmu w Alpach Północnych i na ich północnym przedpołu. Za obszary typowe (*type areas*) uznano plejstocenijskie obszary lodowcowe rzek Izary i Loisach (wraz z jez. Würm) oraz obszar lodowcowy Innu w granicach Austrii i RFN. Podobną rangę przyznano również obszarowi lodowcowemu nad rzeką Traun w krainie Salzkammergut. W zakresie podziału stratygraficznego formacji würmskiej zaproponowano uznać profile Samerberg i Mondsee za stratotypowe dla początku tej formacji. Inne propozycje Subkomisji z tego zakresu będą przedstawione na tle odnoszących się do nich profili stratotypowych w następnym rozdziale.



Ryc. 1. Trasa wycieczkowa sympozjum „Würm-stratigraphy 1983” i główne stanowiska stratotypowe Würmu. 1 — granice państwowe, 2 — rzeki, 3 — przebieg trasy wycieczki, 4 — ważniejsze miasta na trasie wycieczki, 5 — punkty etapowe wycieczki, 6 — główne stanowiska stratotypowe: B. — Breinetsried, E. — Eurach, G. — Grossweil, H. — Höfen

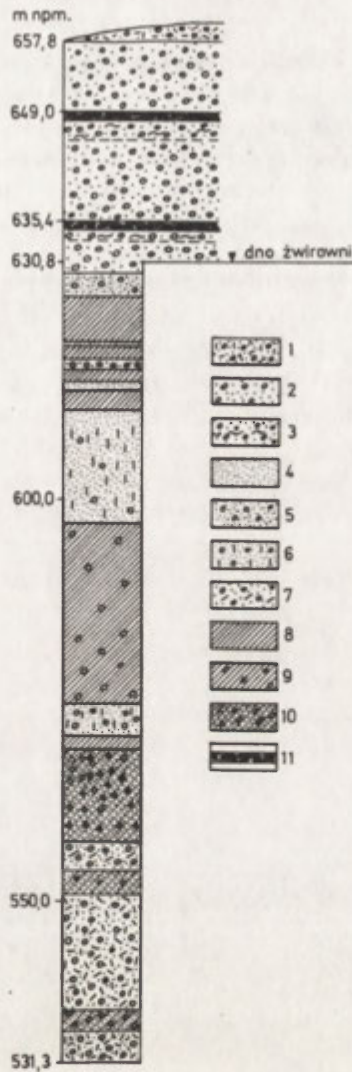
The route of excursion during symposium „Würm-stratigraphy 1983” and the location of main Würmian stratotype sites. 1 — state borders, 2 — rivers, 3 — excursion route, 4 — major towns on the excursion route, 5 — stage points of the excursion, 6 — main stratotype sites: B. — Breinetsried, E. — Eurach, G. — Grossweil, H. — Höfen

Profile stratotypowe Würmu

Spośród stratotypowych profili formacji würmskiej zademonstrowanych podczas wycieczki głównej na szczególną uwagę zasługują, zdaniem autora, trzy profile: Schwaiganger nad rzeką Loisach koło Murnau, Baumkirchen w dolinie Innu opodal Innsbrucka oraz Samerberg nad Innem na południowozachód od jez. Chiem. Jakkolwiek profile te różnią się między sobą pod względem litostratygraficznym, uzupełniają się one wzajemnie z punktu widzenia historii rozwoju roślinności i przebiegu zdarzeń glacialnych w ciągu Würmu.

Schwaiganger

Profil Schwaiganger może być uznany za jeden z najbardziej charakterystycznych profili geologicznych Würmu dla podalpejskiego obszaru lodowcowego Izary i Loisach. Profile tego obszaru znane są z tego, że pod gliną morenową z ostatniego nasunięcia lodowcowego występują znacznej miąższości żwiry, które na pewnej głębokości przelawicone są osadami jeziornymi z warstwami łupków węglowych (*Schieferkohlen*), tj. silnie sprasowanymi warstwami torfu, zawierającymi szczątki drewna (Stephan 1970, 1979, Jerz 1983a i b, Jerz i Ulrich 1983). Badania ostatnich lat wykazały, że owe przewarstwienia osadów jeziornych tworzyły się w interglacjale Riss/Würm i w bliżej dotychczas nie zdefiniowanych i nie skorelowanych międzyregionalnie interstadiałach wczesno-würmskich, dając tym samym podstawę do zaliczenia wyżej leżących żwirów do ostatniego glaciału. Zademonstrowane profile w żwirowni Lutz-Pech pod Schwaiganger (ryc. 2, fot. 1) i pobliskiej żwirowni Gsteig koło Grossweil przewarstwione są dwiema seriami osadów jeziornych z łupkami węglowymi, przy czym obie serie znajdują się w obrębie dolnego kompleksu żwirów o miąższości 18–19 m, który według ostatnio przeprowadzonych badań R. Dreesbach (1983) różni się składem petrograficznym (we frakcji 20–31,5 mm) od górnego kompleksu żwirów o miąższości 15 m. Jeśli bowiem dolny kompleks żwirów zawiera znikomą ilość skał krystalicznych pochodzących z wnętrza Alp, czyli z dalekiego transportu glacialnego (około 2%) lub w ogóle jest ich pozbawiony (fot. 2), to górny kompleks, związany genetycznie i wiekowo z przykrywającą go gliną morenową ostatniego nasunięcia lodowcowego, wykazuje bardzo duży udział skał krystalicznych (do 35%). Te różnice w składzie petrograficznym materiału żwirowego zdają się wskazywać na odmienne warunki rozprzestrzeniania się i zaniku alpejskich strumieni lodowcowych, odpowiadające najprawdopodobniej dwóm odrębnym klimatycznie i czasowo nasunięciom lodowcowym. W tym też kierunku idą wnioski wynikające z badań paleobotanicznych serii jeziornych z warstwami łupków węglowych (Peschke 1983 a i b). Spektra pyłkowe z górnej serii wykazały skład roślinności typowy dla borealnego lasu ze świerkiem i sosną oraz niewielką domieszką brzozy i olchy. Nie stwierdzono ciepłolubnych gatunków drzew, pyłki NBP były nieliczne. Natomiast w spektrach pochodzących ze spągu serii dolnej dominowały pyłki



Ryc. 2. Profil geologiczny żwirowni Lutz-Pech koło Schwaiganger wraz z profilem geologicznym wiercenia badawczego FB 2 według H. Jerza (1983a), nieco zmieniony. 1 -- glina morenowa. 2 -- żwiry piaszczyste. 3 -- żwiry piaszczyste zwietrzałe. 4 -- piasek 5 -- piasek żwirowy. 6 -- piasek mułkowy z pojedynczymi kamieniami. 7 -- piasek żwirowy z domieszką mułku 8 -- mułek drobno laminowany. 9 -- mułek od piaszczystego do iłowego z pojedynczymi kamieniami. 10 -- osad mułkowo-żwirowo-piaszczysty o charakterze morenowym. 11 -- seria iłowa z łupkami węglowymi

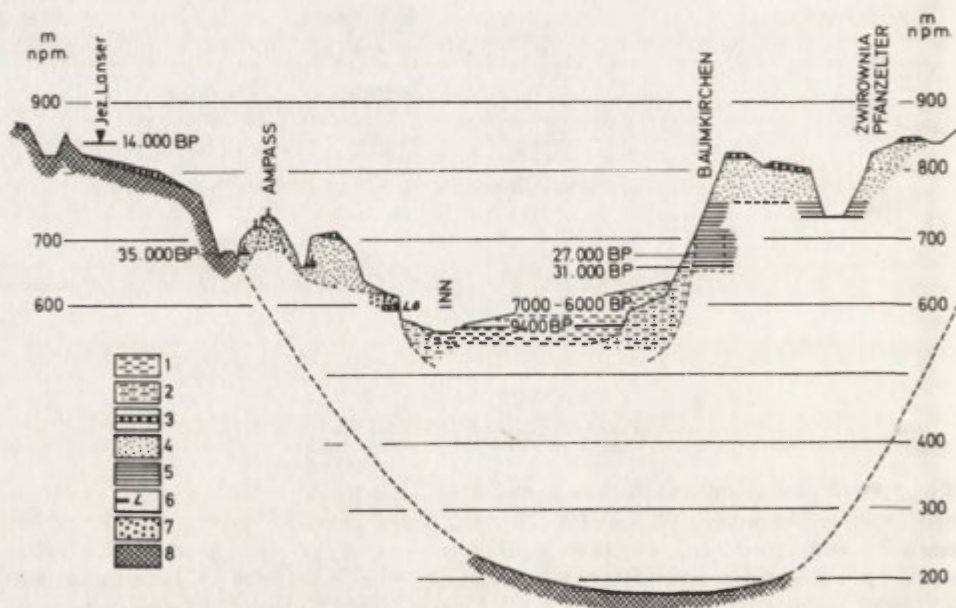
Geological section of the gravel pit Lutz-Pech near Schwaiganger and the geological of the research boring Schwaiganger FB 2 beneath, after H. Jerz (1983a), a little changed. 1 -- till. 2 -- sandy gravels 3 -- sandy gravels weathered 4 -- sand. 5 -- gravelly sand. 6 -- silty sand with dropstones. 7 -- gravelly sand with admixture of silt. 8 -- finely laminated silt. 9 -- silt from sandy to clayey with dropstones. 10 -- silty-gravelly-sandy sediments of a till nature 11 -- clayey series containing shale coals (Schieferkohle)

świerka, sosny i jodły, a obok częstej olchy i brzozy pojawiały się również pyłki EMW, leszczyny i grabu. Na tej podstawie H. Peschke (1983a) przyjął istnienie stosunkowo wymagającego lasu iglastego z elementami ciepłolubnymi, co jego zdaniem może odpowiadać obrazowi roślinności ze scyłku interglacjału lub jakiegoś szczególnie ciepłego interstadiału.

J. Kovanda z Instytutu Geologicznego w Pradze, który na zaproszenie gospodarzy sympozjum przeprowadził analizę dolnej serii ze Schwaiginger pod względem malakologicznym, stwierdził jednoznacznie, że zbadane zespoły mięczaków kopalnych pochodzą z ostatniego (Riss/Würm) interglacjału (Jerz 1983 a).

Datowania metodą ^{14}C , przeprowadzone na szczątkach drewna pobranych z obu ławic łupków węglowych, dały następujące rezultaty (Jerz 1983a) : 42000 lat wstecz dla górnej serii i 59000 lat wstecz dla dolnej serii.

Bardzo ważne wnioski dotyczące środowisk depozycji osadów wysnuł B. Frenzel na podstawie analizy powierzchni ziarn kwarcowych metodą mikroskopii elektronowej (fot. 3). Jak wynika z zamieszczonego profilu wiecienia badawczego Schwaiganger FB 2 (ryc. 2), pod eksploatowanymi żwirami wystę-



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez dolinę Innu według G. Patzelta (1983), nieco zmieniony. 1 -- osady postglacialne. 2 -- osady późnoglacialne. 3 -- glina morenowa; LG -- spągowa glina morenowa 4 -- osady teras dolinnych 5 -- ility warwowe. 6 -- lignity. 7 -- konglomerat Anpassu. 8 -- skały podłoża

Geological cross-section through Inn River valley after G. Patzelt (1983), a little changed. 1 -- postglacial deposits 2 -- lateglacial deposits. 3 -- till; LG (liegende Grundmorane) -- basal till. 4 -- valley terrace sediments. 5 -- varved clays. 6 -- lignite. 7 -- Ampassa conglomerates. 8 -- bedrock

puje kolejna seria osadów jeziornych, wykształcona w postaci mułków i piasków, przewarstwionych żwirami i piaskami żwirowymi o łącznej miąższości ponad 60 m, spoczywająca na glinie morenowej, w której wiercenie zakończono. Z analizy przeprowadzonej przez B. Frenzela wynika, że wszystkie te osady noszą ślady transportu glacialnego (osady glacialno-jeziorne), a w stropie (na głębokości 617--622 m n.p.m.) są wręcz pochodzenia glacialnego. Zdaniem B. Frenzela (1983a) może to być osad morenowy deponowany subglacialnie w warunkach wodnych podczas wczesnowürmskiego nasunięcia lodowcowego, gdyż glina morenowa leżąca w spągu całego profilu jest silnie zwiędła. Ten ostatni argument sugeruje długotrwałą ekspozycję gliny na działanie czynników atmosferycznych (interglacjał) przed rozwojem zbiornika wodnego.

W takim ujęciu dolny kompleks żwirów wraz z przedzielającymi go ławicami łupków węglowych, widoczny w ścianach żwirowni, reprezentowałby starszą, wczesnowürmską jednostkę chronostratygraficzną, związaną genetycznie z nasunięciem lodowca, które poprzedziło główne nasunięcie lodowców alpejskich w późnym Würmie. Wniosek ten nie jest zgodny z dotychczasowym modelem Würmu implikującym jednorazowe nasunięcie lodowców alpejskich na przedgórze Alp w czasie pełni glacialu (*Hochglacial*). Jest on również sprzeczny z konkluzją Kovandy, który na podstawie składu mięczaków ko-



Fot. 1. Górny kompleks żwirów (Schottern) w żwirowni Lutz-Pech koło Schwaiganger
Upper gravels (Schottern) in the gravel pit Lutz-Pech near Schwaiganger



palnych przypisuje dolnemu złożu łupków węglowych wiek interglacjalny (Riss/Würm). Jest to właściwie jedyny tak zdecydowanie wyrażony kontrargument, który jednak z uwagi na podobieństwo klimatyczno-roślinne między schyłkową fazą interglacjalną Riss/Würm a ciepłym interstadialem wczesnego Würmu oraz stosunkowo niewielki (w sensie geologicznym) odstęp czasu między tymi okresami ociepleń klimatycznych wydaje się problematyczny. Tym niemniej hipoteza o dwukrotnym rozprzestrzenieniu się alpejskich lodowców w ciągu Würmu ma jeszcze zbyt wiele nie wyjaśnionych dotąd punktów, aby można ją było uważać za w pełni udowodnioną. Wymaga to w odniesieniu do rozpatrywanego terenu jeszcze dalszych, szczegółowych badań, dotyczących zwłaszcza problemu warunków środowiskowych procesów sedymentacji glacialnej oraz rekonstrukcji towarzyszących im zmian stosunków paleogeograficznych i ekologicznych.

Baumkirchen

Profil w Baumkirchen może być uważany, zgodnie z współczesnym stanem wiedzy o czwartorzędzie Alp, za profil stratotypowy dla dużych dolin alpejskich w czasie środkowego Würmu. Profil ten, znany z literatury od kilkunastu lat (Fliri i inni 1970), definiują osady wysokiego zasypania doliny Innu, w których wycięte są terasy doliny Innu, wznoszące się do 300 m ponad obecne dno doliny. Całkowita miąższość osadów czwartorzędowych wypełniających dolinę Innu pod Innsbruckem dochodzi do 600--700 m (ryc. 3). Profil w Baumkirchen obejmuje stropową część tego wypełnienia, wykształconą w postaci ilów warwowych (fot. 4 i 5) o miąższości około 100 m oraz wyżej leżących żwirów usypanych przed nasuwającym się lodowcem (*Vorschuttungsschottern*) wraz z przykrywającą je gliną morenową tegoż lodowca. W ilach warwowych znaleziono pyłki i makroszczałki roślinne, w których dominowała *Artemisia* oraz *Gramineae*, *Cyperaceae* i *Chenopodiaceae*, wskazujące -- zdaniem S. Bortenschlagera (1983) -- na panowanie klimatu chłodnego z roślinnością właściwą dla suchego i zimnego stepu. Pobrane z różnych głębokości szczątki roślinne, poddane datowaniom metodą radiowęglą, dały rezultaty mieszczące się w granicach od 31000 do 26800 lat wstecz (Fliri

Fot. 2. Typ litologiczny dolnego kompleksu żwirów z nieznacznym udziałem okruchów skal kryształicznych przyniesionych z wnętrza Alp. Widoczne dobre obtoczenie okruchów i ich subhoryzontalne złożenie. Skala -- 20 cm

Lithological type of the lower gravels, containing minor amounts of crystalline rock particles carried from the centre of the Alps. Subhorizontal layering and good abrasion of the cobbles are visible. Scale : 20 cm

Fot. 3. Prof. B. Frenzel relacjonuje wyniki analiz powierzchni ziarn kwarcowych metodą mikroskopii elektronowej, odnoszące się do osadów glacialno-jeziornych z wiercenia Schwaiganger FB 2

Prof. B. Frenzel reports about the results of analyses of quartz grain surfaces by scanning electron microscopy method. The results are related to glacio-lacustrine deposits from research boring Schwaiganger FB 2

1983). Pozwala to odnieść rozwój zastoiska w dolinie Innu do okresu poprzedzającego rozrost lodowców alpejskich w późnym Würmie.

Nie wyjaśnione są, jak dotychczas, stosunki paleogeograficzne jakie panowały podczas rozwoju tego zastoiska, jak też podczas sedymentacji wielkiego kompleksu żwirów poniżej osadów zastoiskowych. Opierając się na przekroju geologicznym przez dolinę Innu według G. Patzelta (ryc. 3), pokazującym warstwę tzw. spągowej gliny morenowej (*liegende Grundmoräne*) pod tymi żwirami, lecz w pozycji nadległej w stosunku do tzw. brekcji Höttingen (objaśnienia Patzelta, 1983), która uważana jest za utwór powstały w interglacjale Riss/Würm, można przypuszczać, że pierwsze nasunięcie lodowca w czasie Würmu poprzedziło na tym obszarze interstadiał Baumkirchen. Byłby to dalszy dowód na dwudzielność klimatyczno-glacialną Würmu, ale już z głębi Alp.

Należy dodać, że granica między wydatowanymi ilami warwowymi a wyżej leżącymi żwirami została uznana na końcowym posiedzeniu Subkomisji w Bad Aussee za dolną granicę późnego Würmu (według nomenklatury zaproponowanej przez Subkomisję — górnego Würmu). Na obszarach lesowych odpowiada jej w opinii Subkomisji strefa występowania *Columella columella* (Mart.) oraz przejście gleby Stillfried B w wyżej leżący kompleks ze szczelinami mrozowymi.

Samerberg

Profil Samerberg, który został uznany przez Subkomisję za główny profil stratotypowy interglacjału Riss/Würm i dolnego Würmu na równi z profilem Mondsee w Austrii (Klaus 1983, Kohl 1983), definiują osady jeziorne leżące w starej glaciogenicznej depresji (Bader 1983) na pograniczu strefy wapiennej i fliszowej Alp (ryc. 4). Osady jeziorne osiągają tu znaczną miąższość do 100 m, nie uległy zaburzeniom glaciotektonicznym i — jak wykazały analizy pyłkowe (Grüger 1979a, 1983a) — został w nich zachowany rzadko spotykany na obszarach zlodowaconych ciągły obraz rozwoju roślinności w nieglacialnych interwałach czasu od zlodowacenia Mindel po środkowy Würm. Stropowe partie tych osadów można obserwować na zboczach dolin potoków Achenbach i Fluderbach (ryc. 4), gdzie zostały odkryte przez miejscowego krajoznawcę i badacza M. Pröbstla (1972, 1982).

Wiercenie badawcze Samerberg 1, wykonane przez Bawarski Instytut Geologiczny w pobliżu miejsca odkrycia osadów przez Pröbstla, wykazało następującą sekwencję warstw (Grüger 1979a):

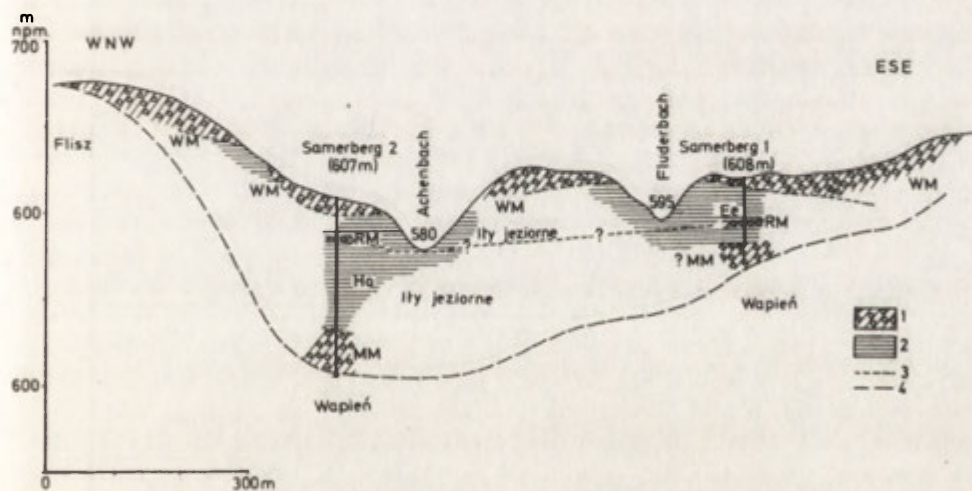
| | | | |
|-------|---|---------|-------------------------------|
| 0 | — | 3,30 m | gleba i glina morenowa (Würm) |
| 3,30 | — | 22,50 m | osady jeziorne |
| 22,50 | — | 23,80 m | glina morenowa (Riss) |
| 23,80 | — | 37,23 m | „łupek węglowy” |
| 37,23 | — | 37,60 m | glina morenowa (Mindel) |

Analizy osadów pobranych z głębokości 4,10—22,35 m ujawniły ciągły przebieg rozwoju roślinności, obejmujący interglacjał Riss/Würm (od strefy pył-

kowej DA 1 do DA 12) oraz trzy kolejne interstadiały w okresie Würmu (od DA 14 do DA 29; tab. 1).

Ciągłość i wyrazistość zachowanego obrazu zmian roślinności skłoniła Subkomisję na wspomnianym posiedzeniu w Bad Aussee do uznania profilu Samerberg 1 za profil reperowy w zakresie podziału stratygraficznego formacji würmskiej. Uznano mianowicie, że strefa pyłkowa 13 w diagramie pyłkowym E. Grügera (1979a), w której po zakończeniu rozwoju roślinności leśnej (z sosną) następuje okres bezleśny, zapoczątkowuje dolny (wczesny) Würm, natomiast środkowy Würm rozpoczyna strefa pyłkowa 26, następująca po drugim z kolei interstadiale (zob. tab. 1). Na obszarze lessowym dolnej granicy środkowego Würmu zdaniem Subkomisji odpowiada spąg lessów przykrywających warstwy humusowe gleb Stillfried A (= pedokompleks 3).

Wiercenie badawcze Samerberg 2 zlokalizowano w północno-zachodniej, głębszej partii niecki jeziornej (ryc. 4). Przebiło ono poniżej osadów interglacjału Riss/Würm 1-metrową warstwę gliny morenowej, a pod nią — osady



Ryc. 4. Schematyczny przekrój geologiczny przez nieckę Gernmühler z lokalizacją otworów badawczych Samerberg 1 i Samerberg 2, według K. Badera i H. Jerza (Jerz 1983c), uproszczony. 1 — gliny morenowe: WM — zlodowacenia Würm, RM — zlodowacenia Riss, MM — zlodowacenia Mindel, 2 — ły warwowe, 3 — spąg osadów interglacjału Riss/Würm (eemskiego), 4 — zarys niecki wyznaczony metodami geofizycznymi, Ee — interglacial eemski, Ho — interglacial holstyński

Geological cross-section through the Gernmühler depression, showing location of research borings Samerberg 1 and Samerberg 2, after K. Bader and H. Jerz (Jerz 1983c), simplified. 1 — tills of: WM — Würmian Glaciation, RM — Riss Glaciation, MM — Mindel-Glaciation, 2 — varved clays, 3 — border of the base of the Riss/Würm (Eemian) sediments, 4 — outline of the Gernmühler depression after geophysical investigation, Ee — Eemian Interglacial, Ho — Holstein Interglacial

Tabela 1

Sekwencja rozwoju roślinności w interglacjale Riss/Würm i we wczesnym Würmie na podstawie profilu Samerberg I i innych profili według E. Grügera (1983b)
 Sequence of the vegetation development during the Riss/Würm Interglacial and early Würm based on the section Samerberg I and other sections, after E. Grüger (1983b)

| DA | | Udział pyłków > 40% | Udział pyłków 10--40% | Udział pyłków 5--10% + |
|--------|---------------------------------------|-----------------------------|---|---------------------------------------|
| 30--33 | Stadial 4 | NBP | | |
| 29 | interstadial 3 | <i>Picea hiatus</i> | <i>Pinus</i> | NBP |
| 28 | | | <i>Pinus</i> , NBP, <i>Picea</i> | |
| 27 | | NBP | <i>Junip.</i> , <i>Pinus</i> | |
| 26 | Stadial 3 | NBP | | |
| 25 | interstadial 2 (Odderade) | <i>Pinus</i> | <i>Picea</i> | NBP |
| 24 | | <i>Picea</i> | <i>Pinus</i> | |
| 23 | | <i>Pinus</i> | <i>Picea</i> | NBP |
| 22 | | <i>Pinus</i> | NBP | <i>Picea</i> |
| 20--21 | Stadial 2 | NBP | | |
| 19 | interstadial (Amersfoort Betou) | <i>Picea</i> , <i>Pinus</i> | | |
| 18 | | <i>Picea</i> | <i>Pinus</i> | |
| 17 | | <i>Pinus</i> | NBP, <i>Picea</i> | |
| 16 | | <i>Picea</i> | <i>Pinus</i> | |
| 15 | | <i>Pinus</i> | <i>Picea</i> | <i>Bet.</i> , NBP |
| 14 | | <i>Juniperus</i> | NBP, <i>Betula</i> | |
| 13 | Stadial 1 | NBP | | |
| 12 | interglacjal Riss/Würm | | <i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , NBP | |
| 11 | | <i>Picea</i> | <i>Pinus</i> | |
| 10 | | <i>Picea</i> | <i>Abies</i> | <i>Carp.</i> , <i>Pinus</i> |
| 9 | | <i>Picea</i> | <i>Abies</i> , <i>Cor</i> | <i>Carp</i> |
| 8b | | <i>Picea</i> | <i>Abies</i> , <i>Cor</i> | <i>Qu</i> , <i>Ulm</i> |
| 8a | | | <i>Picea</i> , <i>Taxus</i> <i>Cor</i> | <i>Qu</i> , <i>Ulm</i> |
| 7 | | <i>Taxus</i> | <i>Picea</i> , <i>Cor</i> | <i>Qu</i> , <i>Ulm</i> |
| 6 | | | <i>Picea</i> , <i>Cor</i> | <i>Qu</i> , <i>Ulm</i> , <i>Pinus</i> |
| 5 | | | <i>Cor</i> , <i>Qu</i> , <i>Picea</i> , <i>Pinus</i> | <i>Ulm</i> |
| 4 | | <i>Quercus</i> | <i>Picea</i> , <i>Picea</i> | <i>Ulm</i> , <i>Bet</i> |
| 3 | | <i>Pinus</i> | <i>Picea</i> | <i>Bet</i> , <i>Ulm</i> , <i>Qu</i> |
| 2 | <i>Pinus</i> | NBP, <i>Bet</i> | <i>Juniperus</i> | |
| 1 | późny Riss | | | |

Skróty: *Bet* = *Betula*, *Carp* = *Carpinus*, *Cor* = *Corylus*, DA = odcinki diagramów pyłkowych (strefy pyłkowe), *Junip* = *Juniperus*, NBP = pyłki nie-drzew, *Qu* = *Quercus*, *Ulm* = *Ulmus*, + = występuje, ale poniżej 5%, podkreślenie wskazuje ważniejsze gatunki w danej grupie

Abbreviations *Bet* = *Betula*, *Carp* = *Carpinus*, *Cor* = *Corylus*, DA - sector of the pollen diagram (pollen zones), *Junip* = *Juniperus*, NBP = non-tree pollen, *Qu* = *Quercus*, *Ulm* = *Ulmus* + = is represented but below 5%, underlining indicates major species in a given group

starszego interglacjału, który w interpretacji E. Grügera (1983a) odpowiada interglacjalowi holsztyńskiemu.

Nie uzyskano pełnej zgodności, jeśli idzie o korelację interglacjalów i interstadiałów Samerbergu z odpowiednimi okresami w Europie północno-zachodniej. Sam E. Gröger (1979b) paralelizuje interglacjal Riss/Würm Samerbergu z interglacjałem eemskim w Europie północno-zachodniej, wyżej zaś występujące kolejne dwa interstadiały --- z dwudzielnym interstadiąłem Brörup (w



Fot. 4. Wyrobisko cegielni w Baumkirchen koło Innsbrucka. Powyżej ilów warwowych leżą żwiry (porośnięte lasem), związane genetycznie z ostatnim, późnowurmским nasunięciem lodowcowym

Varved clays Baumkirchen near Innsbruck. Above the varved clay rest gravels (overgrown by forest) associated genetically with the last, late-Würmian glacier advance



Fot. 5. Typ litologiczny ilów warwowych w Baumkirchen
Lithological type of the varved clays at Baumkirchen

interpretacji tego autora Amersfoort jest młodszą fazą Brörupu) i Odderade, a także z St. Germain IA i IC w profilu Grande Pile (Woillard 1978). Trzeci interstadiał Samerbergu, zachowany fragmentarycznie, nie daje na razie wystarczających podstaw do przeprowadzenia korelacji międzyregionalnych.

Recesja lodowców alpejskich w późnym Würmie

Bardzo interesującą częścią problematyki naukowej, będącej przedmiotem dyskusji podczas sympozjum „Würm-stratigraphy 1983”, były zagadnienia

biostratygrafii schyłkowych faz późnego Würmu, nawiązujące do licznych prac z tego zakresu przeprowadzonych na obszarze Alp i ich północnego przedgórze (Schmeidl 1971, Welten 1972, 1982, Patzelt 1975, Schmidt 1981 i inni). W czasie sympozjum zagadnienia te ujęto w szerszym, paleogeograficznym aspekcie ogólnej recesji lodowców alpejskich u schyłku glacjału.

Ogólny wniosek paleogeograficzny, sformułowany przez B. Frenzela (1983b) na podstawie wyników systematycznych badań palinologicznych zespołu współpracowników (Bludau, Olli-Vesalainen, Peschke, Wissert) na obszarze bawarskiego przedgórze alpejskiego wskazuje na stosunkowo powolne tempo recesji lodowców alpejskich od fazy maksymalnego ich rozprzestrzenienia do około 16—15 tys. lat wstecz, który to okres odpowiada mniej więcej stadium pomorskiemu na obszarze zlodowacenia skandynawskiego. Od tego czasu datuje się gwałtowne przyspieszenie procesów deglacjacji, mające niekiedy charakter niemal katastrofalny. W efekcie w młodszym dryasie, czyli w niespełna 5 tys. lat później, lodowce utrzymywały się tylko w postaci szczątkowej w najwyższych partiach górskich.

Tym przyspieszonym procesom deglacjacji, uwarunkowanym zapewne zmianami ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w końcowych fazach Würmu, zawdzięczać należy bardzo wczesne uwolnienie od lodu doliny Traunu w krainie Salzkammergut. Określono je na podstawie analiz pyłkowych osadów torfowiska Rödschitzer Moos, położonego u stóp Dachsteinu, na najstarszy dryas (Draxler 1977). Wniosek ten został potwierdzony datą $^{14}\text{C}:15400 \pm 470$ lat wstecz.

Stan i perspektywy rekonstrukcji przebiegu zlodowacenia Wiirm

Obraz przebiegu zdarzeń glacialnych w ciągu Würmu, jaki można zrekonstruować na podstawie zaprezentowanych profili formacji würmskiej na obszarze północnego przedgórze alpejskiego i w Alpach Północnych, jest ciągle jeszcze niepełny i w wielu odcinkach czasu niejasny, pomimo wielu nowych odkryć i niewątpliwego postępu badań. Nowe profile osadów jeziornych Samerberg i Mondsee pozwalają na odtworzenie przebiegu ogólnych zmian klimatyczno-roślinnych w ciągu ostatniego interglacjału (Riss/Würm) i na początku Würmu, nie oferują one jednak przekonujących informacji o zdarzeniach glacialnych, które wysuwają się na plan pierwszy tego klasycznego okresu lodowcowego. Istnieją wprawdzie liczne profile osadów glacialnych z zarejestrowanymi w nich zdarzeniami glacialnymi, są to jednak najczęściej profile niepełne, albo — przy obecnym stanie wiedzy i stosowanych ogólnie metodach badawczych — nie do końca czytelne.

Znaczny postęp badań notuje się w zakresie biostratygrafii wczesnego i późnego Würmu. Jest on udokumentowany w profilach Samerbergu i Mondsee oraz licznych diagramach pyłkowych późnoglacialnych osadów jezior i torfowisk. Znacznie mniejszy postęp zaznacza się w zakresie litostratygrafii i chronostratygrafii Würmu, zwłaszcza w odniesieniu do środkowego Würmu. Różnice te sprawiają, że bardzo trudno jest korelować ze sobą poszczególne profile geologiczne, na co zwracał już uwagę Ch. Schlüchter (1982), omawia-

jąc stratyografię Würmu na obszarze szwajcarskiego przedgórze alpejskiego. Jest oczywiste, że największą wartość dla rekonstrukcji przebiegu zdarzeń glacialnych będą miały profile odznaczające się różnorodnością genetyczno-facialną osadów, szczególnie takie, w których osady lodowcowe przedzielone są osadami organogenicznymi, pozwalającymi na zastosowanie połączonych kryteriów podziałów lito- i biostratygraficznego, jak też użycie precyzyjnych technik geochronometrycznych. Do takich perspektywicznych profili należy zaliczyć przede wszystkim profile żwirów z przeławieniami łupków węglowych na obszarze lodowcowym rzek Izary i Loisach (np. Breinetsried, Eurach, Grossweil, Herrnhäusen, Höfen, Schwaiganger). W związku z tym cały ten obszar można uznać za szczególnie perspektywiczny dla odtworzenia przebiegu zlodowacenia Würm, na równi z doliną Innu pod Innsbruckiem, w której — sądząc z przekroju geologicznego G. Patzelta (ryc. 3) — bardzo interesujące w dalszych badaniach mogą się okazać żwiry z przewarstwieniami lignitów leżące poniżej ilów warwowych interstadiału Baumkirchen.

Zaprezentowane podczas sympozjum wyniki badań nie pozwalają na razie odpowiedzieć jednoznacznie na pytanie, czy lodowce alpejskie w czasie ostatniego zlodowacenia rozprzestrzeniły się na przedpole północne Alp raz, czy dwa lub więcej razy. Zaprezentowane materiały zdają się wskazywać na dwukrotne nasunięcie lodowców w obszarach lodowcowych Izary i Loisach oraz Innu. Natomiast w dorzeczu górnego Traunu w Austrii według interpretacji D. van Husena (1977, 1983), opartej głównie na danych litostratygraficznych i morfostratygraficznych, lodowce miały się rozprzestrześć tylko jeden raz, w późnym Würmie. W wyjaśnieniu tych rozbieżności, jak też w bardziej wiarygodnej rekonstrukcji i korelacji zdarzeń glacialnych w skali międzyregionalnej bardzo pomocne mogłyby się okazać, obok dalszych intensywnych badań geologicznych, geomorfologicznych i paleobotanicznych, systematyczne datowania paleomagnetyczne i termoluminescencyjne samych osadów lodowcowych i wodnolodowcowych.

LITERATURA

- Bader K. 1983. *Das Seetonbecken von Samerberg. Übertiefung und Füllung nach geophysikalischen Untersuchungen*, Geologica, 84. München.
- Bortenschlager S. 1983. *Die pollenanalytische Untersuchung am Bänderton von Baumkirchen, Führer Exk. SEQS*. München.*
- Draxler I. 1977. *Pollebabalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun*, Jahrb. Geol. B.-A., 120, 1. Wien.
- Dreesbach R. 1983. *Geröllanalysen und morphometrische Messungen in der Kiesgrube Gsteig bei Grossweil*, Führer Exk. SEQS, München.
- Fliri F. 1983. *Die Inntalterrasse von Gnadenwald und der Bänderton von Baumkirchen*, Führer Exk. SEQS, München.

* Führer Exk. SEQS. München = Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet (Bayern, Tirol, Salzburger Land, Oberösterreich), München 1983.

- Fliri F., Bortenschlager S., Felber H., Heissel W., Hilscher H., Resch W. 1970. *Die Bändertone von Baumkirchen (Inntal). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntniss der Würm-Vereisung der Alpen*, Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 6 (1--2).
- Frenzel B. 1983a. *Die Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen zur Sedimentgenese an Material aus der Forschungsbohrung FB 2 (Lutz-Pech) bei Murnau, Oberbayern*, Führer Exk. SEQS, München.
- Frenzel B. 1983b. *Abschliessende Bemerkungen*, Führer Exk. SEQS, München.
- Glückert G. 1979. *Eisrandlagen am Samerberg bei Nussdorf am Inn (Oberbayern)*, Geologica Bavarica, 80, München.
- Grube F. 1983. *Morphologie der äusseren Würmvergletscherung in der Typusregion südlich München*, Führer Exk. SEQS, München.
- Grüger E. 1979a. *Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern*, Geologica Bavarica, 80, München.
- Grüger E. 1979b. *Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän*, Eiszeitalter und Gegenwart, 29, Hannover.
- Grüger E. 1983a. *Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern*, Geologica Bavarica, 84, München.
- Grüger E. 1983b. *Samerberg*, Führer Exk. SEQS, München.
- Husen van D. 1977. *Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal*, Jahrb. Geol. B.--A., 120, 1, Wien.
- Husen van D. 1983. *Zum Ablauf des Hoch- und Spätglazials im oberösterreichischen Trauntal*, Führer Exk. SEQS, München.
- Jerz H. 1983a. *Schwaiganger*, Führer Exk. SEQS, München.
- Jerz H. 1983b. *Grossweil*, Führer Exk. SEQS, München.
- Jerz H. 1983c. *Samerberg, Gernmühler Becken*, Führer Exk. SEQS, München.
- Jerz H., Ulrich R. 1983. *Die Schieferkohlevorkommen von Schwaiganger und Grossweil*, Geologica Bavarica, 84, München.
- Klaus W. 1983. *Der pollenanalytische Nachweis einer geschlossenen Serie würmzeitlicher Klimaschwankungen über dem Riss/Würm-Interglazial von Mondsee*, Führer Exk. SEQS, München.
- Kohl H. 1983. *Zum Riss/Würm Interglazial- und Würm-Glazial Profil von Mondsee*, Führer Exk. SEQS, München.
- Patzelt G. 1975. *Unterinntal --- Zillertal --- Pinzgau --- Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung*, Innsbr. Geogr. Stud., 2, Innsbruck.
- Patzelt G. 1983. *Die Inntalterrassen im mittleren Inntal, zusammenfassender Überblick*, Führer Exk. SEQS, München.
- Penck A. 1882. *Die Vergletscherung der deutschen Alpen*, Leipzig.
- Penck A., Brückner E. 1901/1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig.
- Peschke P. 1983a. *Kiesgrube Lutz-Pech bei Schwaiganger*, Führer Exk. SEQS, München.
- Peschke P. 1983b. *Grossweil*, Führer Exk. SEQS, München.
- Pröbstl M. 1972. *Das Interglazialgebiet von Samerberg bei Nussdorf/Inn*, (w:) Führer zu den Exkursionen der 16 wissensch. Tagung der DEUQUA, Stuttgart.
- Pröbstl M. 1982. *Der Samerberg im Eiszeitalter. Hunderttausend Jahre auf einen Blick*, Rosenheim.
- Schlüchter Ch. 1982. *The glacial advances beyond the northern border of the Alps during the Last Glaciation in Central Switzerland*, Quatern. Stud. in Poland, 3.
- Schmeidl H. 1971. *Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet*, Eiszeitalter u. Gegenwart 22, Hannover.
- Schmidt R. 1981. *Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen*, Mitt. Kommission f. Quartärforschung der Oster. Akademie der Wiss., 3, Wien.

- Stephan 1970. *Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers*, Geologica Bavarica. 63. München.
- Stephan W. 1979. *Zur Geologie des Interglazialvorkommens von Eurach/Oberbayern*, Geologica Bavarica. 80 München.
- Welten M. 1972. *Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. Verlauf, Floristisches, Chronologisches*, Berichte Deutsche Bot. Ges., 85.
- Welten M. 1982. *Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Nordalpenrand*, Geogr. Helvetica. 37, Zürich.
- Woillard G. 1978. *Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years*, Quaternary Research. 9.
- Ziegler J. H. 1983. *Geomorphologische Kriterien zur Gliederung würmeiszeitlicher Bildungen des Salzach — Vorland — Gletschers im bayerischen Alpenvorland*, Führer Exk. SEQS, München.

ЭУГЕНИУШ ДРОЗДОВСКИ

СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЮРМ В СВЕТЕ СИМПОЗИУМА „ВЮРМ-СТРАТИГРАФИ 1983”

Предметом обсуждения в статье являются проблемы стратиграфии и хронологии вюрмского оледенения, основанные на разрезах, которые были представлены в ходе симпозиума „Вюрм — стратиграфи 1983”. Симпозиум состоялся с 11 по 20 сентября 1983 года на территории северо-альпийского предгорья и Северных Альд под патронатом Субкомиссии по Стратиграфии четвертичного периода Европы ИНКВА. Во вступлении автор информирует о ходе симпозиума, его маршруте (рис. 1) и предложениях Субкомиссии, касающихся стратотипических районов и стратиграфического подразделения вюрмской формации. В следующих главах представлены и обсуждены три геологических разреза: Швайгангер (рис. 2), Баумкирхен (рис. 3) и Замерберг (рис. 4). Разрез Швайгангер, лежащий в стратотипическом районе рек Изар и Люизах, считается главным стратотипическим разрезом, так как он содержит две серии глациогенного гравия, из которых ниже лежащая переслоена озёрными осадками с угольным сланцем (сильно сжатые слои торфа). При стратиграфическом подразделении такого же типа разрезов могут быть применены лито- и биостратиграфические критерии, которые вместе с радиоуглеродными датировками позволяют установить хроностратиграфию отложений, а в последствии — реконструировать глациальную историю территории. Перспективными в этом отношении являются также разрезы в долине реки Инн под Иннсбруком, где — по Пацельту (Patzelt 1983) — мощные слои гравия с переслойками лигнита залегают под ленточными глинами интерстадиала Баумкирхен (рис. 3). Разрезы Замерберг и Мондзее являются стратотипическими для раннего Вюрма и интергляциала Рисс/Бюрм, однако они не информируют о глациальных событиях в дальнейших этапах вюрмского оледенения.

Несомненно материал, представленный на симпозиуме „Вюрм — стратиграфи 1983” указывает на большой прогресс в исследованиях по стратиграфии и хронологии Бюрма, однако не позволяет он с достоверностью ответить на вопрос: наступали ли альпийские ледники на предполье Альп во время Бюрма однократно или дважды. В лед-

никовой области рек Изар и Люизах, а также в долине реки Инн, собранные до сих пор материалы, указывают на двукратное наступание ледников, тогда как в бассейне верхнего течения реки Траун в Австрии — по исследованиям ван Гусена (van Husen 1983) — только однократно. В выяснении этих разногласий могут помочь методы геохронометрии, а особенно палеомагнитные и термолюминесцентные датировки гляциальных отложений.

Прер. *Геновефа Дроздовска*

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

STRATIGRAPHY AND CHRONOLOGY OF THE WÜRMIAN GLACIATION IN THE LIGHT OF SYMPOSIUM „WÜRM-STRATIGRAPHY 1983”

The paper discusses general problems of stratigraphy and chronology of the Würmian Glaciation based on sections presented during the symposium „Würm-stratigraphy 1983”, which was held in the Northern Alpine Foreland and Northern Alps on September 11—20, 1983 under the auspices of the Subcommission on European Quaternary Stratigraphy INQUA. First, the author briefly presents the course of the symposium, the route of excursion (Fig. 1), and proposals of the Subcommission concerning the stratotype areas and stratigraphic subdivision of the Würmian Formation. In the following chapters, three main geological sections are presented and discussed: Schwaiganger (Fig. 2) Baumkirchen (Fig. 3), and Samerberg (Fig. 4). The section at Schwaiganger, located in the type area of Isar and Loisach rivers, is considered as the main stratotype section due to the occurrence of two series of glaciogenic gravels (Schottern), the lower of which is interbedded with fossiliferous lake sediments containing shale coals (strongly compressed peat layers). Such a type of section may be submitted to various lithostratigraphic and biostratigraphic analyses which together with radiocarbon dating may establish and cross-check the chronostratigraphy of the sediment and, consequently, reconstruct the glacial history of the area. What seems promising in this respect are also sections located in the Inn River valley near Innsbruck where — according to Patzelt (1983) — gravels interbedded with lignite occur under the varved clays of the Baumkirchen Interstadial (Fig. 3). Sections at Samerberg and Mondsee are of prime importance as reference sections for the biostratigraphy of the early Würm as well as for the Riss/Würm Interglacial, however, they do not furnish much information about the glacial events during further phases of the Würmian Glaciation.

Although the material presented during the symposium „Würm-stratigraphy 1983” shows, on the whole, a great progress in the research on stratigraphy and chronology of the Würmian Glaciation, it does not permit, for the time being, to answer, with confidence, the question whether the Alpine glaciers advanced once or twice on the Alpine Foreland during the Würm. In the glacier type area of Isar and Loisach, and also in the Inn valley near Innsbruck there is evidence pointing to two glacier advances, whereas in the area of Traun river basin in Austria — according to van Husen (1983) — the available evidence show one glacier advance only. More lithological and biostratigraphic investigations are needed to elucidate this discrepancy. What could be of particular importance for solving this problem and for the inter-regional correlation of the glacial history during the Würmian Glaciation is systematic paleomagnetic and thermoluminescence dating of the glaciogenic deposits themselves.

Translated by the author

Studies in Quaternary geomorphology. Proceedings of the 6th British-Polish Seminar sponsored by the Institute of British Geographers (red. D. J. Briggs i R. S. Waters). Geo Books, Norwich 1983

Z dużym opóźnieniem ukazała się zbiorowa publikacja, zawierająca wyniki VI brytyjsko-polskiego seminarium, które odbyło się w sierpniu 1977 r. w Sheffield pod egidą Instytutu Brytyjskich Geografów. Organizatorem seminarium był Instytut Geografii Uniwersytetu w Sheffield przy współpracy Instytutu Geografii PAN. Grupie brytyjskich uczestników przewodniczył prof. R. S. Waters, a polskich — prof. R. Galon. Tematem seminarium była geomorfologia czwartorzędu, a szczególnie rola współczesnych studiów środkowiskowych dla wyjaśnienia morfogenezy czwartorzędu. Wygłoszono 17 referatów, które przedyskutowano na seminarium i zrewidowano względnie uzupełniono przed opublikowaniem w niniejszym wydawnictwie.

Niezależnie od zrozumiałego faktu, iż w przedstawionych artykułach dają znać o sobie różne zainteresowania badawcze autorów, można przeprowadzić pewne grupowanie tematyczne referatów, dotyczących z jednej strony zagadnień pleistocenu, z drugiej — problematyki holocenu do czasów dzisiejszych włącznie. Można również wyróżnić grupy prac bardziej geologicznych i należących do głównych zagadnień geomorfologii. Najbardziej ogólne problemy geomorfologii zawiera artykuł K. M. Claytona, dotyczący klimatu i wahań jego elementów w powiązaniu z rozmiarami denudacji. Autor w świetle nowszych badań omawia natężenie procesów stokowych i rzecznych na wybranych obszarach w różnych strefach klimatycznych oraz w zależności od wahań klimatu, stwierdzając, że w obrębie kolejnych alternacji glacialno-interglacialnych (względnie pluwialno-interpluwialnych) procesy erozyjne ziały się dwukrotnie. Nawiązaniem do tych rozważań jest artykuł L. Starkla, dotyczący kolejnych etapów przebiegu denudacji, erozji i akumulacji w polskich Karpatach Fliszowych i na ich przedpolu w ciągu Vistulianu i holocenu. Zarysowując ewolucję poglądów na ten temat, autor stwierdza, iż podstawą współczesnych poglądów na ewolucję geomorfologiczną Karpat jest przede wszystkim geologiczna i geomorfologiczna analiza dolin, ich zboczy i teras ze szczególnym uwzględnieniem ich zmiennej budowy w profilu podłużnym oraz danych geochronologicznych. Tematycznie pokrewny jest artykuł K. Klimka, który w świetle analizy form i osadów rekonstruuje zmiany klimatu Mongolii od późnego pleistocenu do obecnego klimatu — umiarkowanego skrajnie kontynentalnego. Również artykuł M. F. Thomasa jest poświęcony rozważaniom nt. współczesnych systemów denudacji w powiązaniu z wahaniami elementów klimatu w strefie klimatu tropikalnego wilgotnego na przykładzie Sierra Leone.

Odpowiednikiem zmian rzeźby, wywołanych wpływem klimatu, w obszarach górskich są zmiany w korytach rzecznych na obszarach niżowych Polski Północnej w końcowej fazie pleistocenu i w holocenie, analizowane przez S. Kozarskiego i K. Rotnickiego. Na temat osadów rzek roztokowych (*braided river*) wypowiada się D. J. Briggs, który na przykładzie terasy zalewowej górnej Tamizy ustala model procesów sedimentacyjnych w rzekach roztokowych. Jeszcze bardziej ogólny jest artykuł K. J. Gregory'ego o formach i osadach fluwalnych oraz sieci rzecznej i ich ciągłych przemianach pod wpływem procesów rzecznych. Interpretacji zmian sieci rzecznej powinny towarzyszyć badania relacji pomiędzy pojemnością koryt rzecznych a ich długością. Inny dosyć ogólny artykuł, autorstwa V. Gardinera, dotyczy roli geomor-

fometrii w studiach morfogenezy czwartorzędu. Autor ma na myśli opracowanie ilościowej informacji o formach terenu dla pełnej charakterystyki morfogenezy krajobrazu i rekonstrukcji kolejnych środowisk czwartorzędowych.

Są również prace bardziej specjalistyczne. Zespół autorów (J. Buraczyński, L. Dolecki, M. Harasimiuk, A. Henkiel, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz) opisuje lessowe stopnie terenowe na Wyżynie Lubelskiej, z których większe nawiązują do form podłoża pokryw lessowych. A. Kotarba analizuje niektóre procesy wietrzenia i denudacji w Polskich Tatrach na tle pięter klimatyczno-roślinnych, traktując te badania porównawczo w stosunku do innych wysokich gór w Europie. I. G. Simmons jako jedyny autor uwzględnia w swych rozważaniach rolę człowieka, omawiając zmiany w środowisku naturalnym dokonane przez kultury mezolityczne na wyżynach Wielkiej Brytanii.

Ścisłe plejstocenijskiej tematyki dotyczy cztery artykuły. K. Rotnicki omawia glaciektogeniczne deformacje osadów lodowcowych, analizuje zjawisko glaciektogeniki i wyróżnia 5 podstawowych faz tego zjawiska. W. Niewiarowski opisuje marginalne rynny i dolinki przebiegające równoległe do dawnego skraju lądolodu oraz omawia ich genezę i rolę w rozwoju współczesnej sieci dolinnej na Kujawach. R. Galon zabiera głos w sprawie genezy rynien subglacialnych na podstawie zespołowych badań rynien w Borach Tucholskich i innych przykładach. E. Drozdowski zajmuje się stratygrafią i wiekiem utworów ostatniego zlodowacenia nad dolną Wisłą, nawiązując do swoich dotychczasowych badań i wskazując na niektóre podobieństwa do obecnej deglacjacji w krajach polarnych. Do tej grupy artykułów można również zaliczyć, z racji tematyki glacialnej, pracę J. Szupryczyńskiego, który w świetle osadów i form opisuje plejstocenijskie i holocenijskie transgresje i regresje lodowców na Spitsbergen. wywołane przez wahania klimatu arktycznego.

Należy jeszcze wspomnieć artykuł J. P. Jolliffe'a, dotyczący szelfu wzdłuż południowej części wyspy brytyjskiej i zawierający analizę osadów i form podwójnych. Znajomość cech geologiczno-geomorfologicznych szelfu jest obecnie szczególnie ważna z racji podwodnej eksploatacji bituminów na tamtych akwenach.

Powyższy zbiór artykułów, wydany co prawda w 1983 r., ale udostępniony już w 1977 r. w postaci referatów wygłoszonych na międzynarodowym seminarium, zawiera treści nadal aktualne, a dzięki wszechstronnej problematyce geomorfologicznej i konfrontacji odmiennych metodyczno-badawczych zainteresowań geografów polskich i brytyjskich zasługuje na szczególną uwagę.

Rajmund Galon

N. E. Kondratiew, I. W. Popow, B. F. Sniszczenko, *Osnovy gidromorfologiczeskoj teorii ruslogo processa*, Gidrometeoizdat, Leningrad 1982, 272 s.

Leningradzkie wydawnictwo „Gridrometeoizdat” może poszczycić się kolejną książką traktującą o procesach korytowych, rozumianych jako zmiany zachodzące w korycie rzeki i na poziomie terasy zalewowej pod wpływem wód płynących.

Książka składa się z 15 rozdziałów. We wprowadzeniu starano się przedstawić krótki rys historyczny badań procesów korytowych, zawężony niestety głównie do terytorium ZSRR.

Drugi rozdział jest poświęcony podstawowym zasadom hydromorfologicznej teorii procesu korytowego. Autorzy omawiają tu rolę zawiesiny i rumowiska wlezonego w procesie korytowym, klasyfikację form korytowych oraz czynniki kształtowania koryt. Rozwinięciem ostatniego z wymienionych zagadnień jest rozdział trzeci. W nim autorzy charakteryzują m. in. rolę czynników geomorfologicznych w procesie korytowym, głównie na przykładzie obszarów ostatniego zlodowacenia. I tu, podobnie jak we wprowadzeniu, autorzy skupiają uwagę na

rzekach obszaru ostatniego zlodowacenia i na teoriach rozwoju dolin wypracowanych przez badaczy radzieckich.

Kolejny rozdział, zatytułowany *Typologia procesu korytowego*, zawiera ogólną klasyfikację kształtów koryt rzecznych. Następny rozdział jest uzupełnieniem typologii procesów korytowych oraz klasyfikacji koryt rzecznych i prezentuje związki głównych elementów koryta (m. in. szerokości, spadku dna koryta, ruchu rumowiska i przepływu wody). Wspólnie z poprzednim rozdziałem stanowi materiał wyjściowy do szczegółowego omówienia poszczególnych typów procesu korytowego w następnych rozdziałach (6–11), kolejno typów: łańcuchów wstęgowych (podłużnych); łańcuchów bocznych; ograniczonego -- swobodnego i niezakończonego meandrowania; poziomu zalewowego z wieloma ramionami bocznymi oraz koryta z wieloma bocznymi ramionami, powstałymi dzięki łańcom centralnym czy kępom. W trakcie omawiania typów procesu korytowego autorzy dokonują charakterystyki statyczno-dynamicznej mezoform w powiązaniu z innymi elementami koryta. Starają się m. in. uszeregować rozwój poszczególnych typów w zależności od wielkości transportowanego rumowiska, określając dla każdego z typów kierunki deformacji (przekształceń) koryt. Wywody teoretyczne popierają licznymi, konkretnymi przykładami rzek -- głównie z obszaru ZSRR, ale odwołują się również do przykładów z innych obszarów, np. przy charakterystyce typu łańcuchów bocznych do przykładu Wisły.

Przedstawiona w sześciu rozdziałach szczegółowa analiza typów procesu korytowego, stanowiąca trzon recenzowanej pracy, nie uwzględnia w dostatecznym stopniu wpływu człowieka na rozwój koryta rzeczego. Literatura anglosaska, poza trzema podstawowymi typami koryt rzecznych (prostolinijne, meandrujące i roztokowe), wyróżnia typ przejściowy koryta, ściśle związany z działalnością gospodarzącego człowieka. Tego aspektu autorzy recenzowanego opracowania nie zauważają, choć wiadomo, że istnieje bogata literatura radziecka na ten temat. Dużo zastrzeżeń budzi również analiza mezoform korytowych. Chociaż autorzy książki doceniają ich znaczenie twierdząc, że za ich pośrednictwem można określić typ procesu korytowego, obliczyć bilans rumowiska czy nawet zarysować drogę do odkrycia podstawowych zależności procesu korytowego, to jednak przedstawiają ich chaotyczną i niepełną klasyfikację. W następnym rozdziale -- *Typy poziomów zalewowych* autorzy, wychodząc z założenia, że terasa zalewowa wspólnie z korytem stanowi jednorodną formę -- łożysko rzeczne, przedstawiają krótki zarys i metody badań oraz materiał badawczy dotyczący poziomu zalewowego, dokonują ciekawej systematyki typów poziomów zalewowych oraz omawiają wpływ czynników wtórnych (zjawisk krasowych, termokrasowych, eolicznych itp.) na ich formowanie.

Rozdział 13 poświęcony jest mikroformom korytowym. Powstawanie, rozwój i dynamikę mikroform autorzy ściśle wiążą z makroturbulencją rzeki. Dokonują szczegółowej analizy wydm (ros. *griady*) oraz antywydm na podstawie badań przeprowadzonych na rzekach naturalnych i w laboratoriach. Przedstawiają niektóre ważniejsze związki pomiędzy parametrami mikroform a charakterystykami potoku i koryta. Niestety, ukazana czytelnikowi analiza mikroform jest zawężona do dwu wymienionych wyżej mikroform oraz do badań prowadzonych na terenie ZSRR. Autorzy nie cytują najnowszej, najważniejszej w tym zakresie literatury angloamerykańskiej.

Ostatnie dwa rozdziały dotyczą hydromorfologicznej analizy i prognoz procesu korytowego. Łączy je wspólna cecha -- metodologiczne podejście do zagadnień procesu korytowego. Autorzy starają się ułatwić badaczowi analizę i prognozę procesu korytowego; przedstawiają m. in. tok badań i metody opracowań różnych materiałów badawczych (map, zdjęć lotniczych itp.), klasyfikują prognozy korytowe z włączeniem budownictwa inżynierskich oddziaływających na proces korytowy. Te rozdziały, ze względu na metodyczny charakter, są ważne dla inżynierów zajmujących się konkretnymi zadaniami budownictwa wodnego.

Reasumując, recenzowana praca wnosi duży wkład do teorii procesu korytowego. Dotyczy to szczególnie typologii i analizy typów procesu korytowego. Jest jednak w opracowaniu wiele niedociągnięć, o czym już wspomniano przy omawianiu poszczególnych rozdziałów.

Z punktu widzenia układu pracy jest nielogiczne, aby typy procesu korytowego, będące główną treścią rozdziału 4, były następnie charakteryzowane w równorzędnych rozdziałach, a nie w podrozdziałach. Brak jest oddzielnej analizy licznie występujących mezofর্ম, głównie plos i łach skośnych oraz powiązania deformacji koryt z przepływami kształtującymi koryto. Jak już także wspomniano, autorzy skąpo cytują literaturę zagraniczną, ograniczając się głównie do badań prowadzonych na terytorium ZSRR. Fakty te, na tle całości książki, nie podważają jej istotnych wartości.

Zygmunt Babiński

Mapa odtoku podziemni wody ČSSR 1:1000000 (red. J. Krasny) oraz opis pt.: *Odtok podzemni vody na uzemi Ceskoslovensku*. Český Hydrometeorologický Ústav, Praha 1982, 52

W 1982 r. zespół hydrologów i hydrogeologów Czeskiego Instytutu Hydrometeorologicznego w Pradze opracował i wydał w nakładzie 1500 egzemplarzy *Mapę odpływu podziemnego Czechosłowacji* w skali 1:1000000 oraz szczegółowy opis do mapy. Mapa i tekst jest wynikiem wieloletnich badań, prowadzonych początkowo w ramach Międzynarodowego Programu Hydrologicznego UNESCO, którego jednym z zadań było opracowanie *Mapy odpływu podziemnego Europy Środkowej i Wschodniej* w skali 1:1500000. W późniejszym okresie materiały zebrane w ramach współpracy międzynarodowej uzupełniono nowymi danymi i zweryfikowano. Efektem jest prezentowana mapa i opis, dające przegląd warunków powstawania oraz ocenę wielkości odpływu podziemnego w różnych rejonach Czechosłowacji i w skali całego kraju. Warto podkreślić, że mapa i tekst jest pierwszym tego typu opracowaniem dla obszaru Czechosłowacji oraz jednym z nielicznych w skali światowej.

Głównym elementem treści mapy jest regionalne zróżnicowanie średniego wieloletniego odpływu podziemnego za pomocą dwóch parametrów: odpływu jednostkowego wód podziemnych — w $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ oraz współczynnika odpływu podziemnego — w % (stosunek odpływu podziemnego do opadów). Wartości odpływu jednostkowego wód podziemnych są dominującym elementem mapy. Podano je w ośmiu klasach, oznaczonych barwami. W najniższej klasie znalazły się obszary z odpływem jednostkowym poniżej $0,5 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a w najwyższej — powyżej $10 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Średnie wieloletnie współczynniki odpływu podziemnego przedstawiono w postaci izolinii lub średnich wartości liczbowych (dla rejonów o dużych wahaaniach współczynnika odpływu).

Aby uzyskać wiarygodny i porównywalny obraz odpływu podziemnego na obszarze Czechosłowacji, ważnym problemem był wybór i zastosowanie w różnych częściach kraju tej samej metody wydzielenia odpływu podziemnego z odpływu całkowitego (rzecznego). W opracowaniu przyjęto metodę K. Kille, opartą na analizie minimalnych miesięcznych przepływów rzek (K. Kille — *Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwässerabflüsse*, Z. Deutsch. Geol. Gessel., 1970, s. 89—95). Przydatność metody sprawdzono w różnych warunkach przyrodniczych kraju przez porównanie wyników obliczeń odpływu podziemnego innymi metodami. Do konstrukcji mapy wykorzystano dane z około 250 posterunków hydrometrycznych, mających przeważnie 10—12-letni cykl obserwacji. Długość serii pomiarów uznano za wystarczającą do określenia średnich wieloletnich wartości odpływu podziemnego, co potwierdziła analiza dłuższych serii danych (do 40 lat).

Nowym i niezwykle istotnym elementem treści mapy są wyróżnione sygnaturami powierzchniowymi systemy (kompleksy) wodonośne, biorące udział w podziemnym zasilaniu rzek. W ten sposób podkreślono znaczenie stosunków hydrogeologicznych w kształtowaniu odpływu podziemnego. Decydują one, obok czynników klimatycznych i morfologicznych, o wiel-

kości i charakterze podziemnego zasilania. Przedstawienie parametrów odpływu podziemnego na tle kompleksów wodonośnych znacznie rozszerza możliwości interpretacji mapy.

W geologiczno-strukturalnych warunkach Czechosłowacji o stopniu przepuszczalności skał decyduje nie tylko porowatość, lecz przede wszystkim szczelinowatość i krasowienie. Z tych względów zamiast pojęcia „warstwa wodonośna” autorzy używają terminu „kolektor”. Kolektory są częścią systemu wodonośnego i odznaczają się różną zdolnością do przewodzenia wody, a tym samym spełniają odmienną rolę w procesie kształtowania odpływu podziemnego. Wydzielono sześć rodzajów kolektorów: porowy (np. w osadach fluwialnych), porowo-szczelinowy, pokryw zwietrzelinowych, szczelinowy, szczelinowo-krasowy oraz krasowy. W zależności od liczby kolektorów, drenowanych przez sieć rzeczną, wyróżniono trzy typy systemów wodonośnych: jednokolektorowy, z dwoma kolektorami i wielokolektorowy. Odrębnym znakiem zaznaczono obszary pozbawione kolektora — praktycznie nieprzepuszczalne. Z mapy można łatwo odczytać nie tylko typ systemu wodonośnego, lecz w większości przypadków także rodzaje kolektorów wchodzących w skład danego systemu. Uzupełnieniem treści mapy są symbole literowe, określające przynależność stratygraficzną lub charakter petrograficzny poszczególnych systemów wodonośnych. Zaznaczono również miejsca, w których nastąpiły zmiany stonunków hydrologicznych, spowodowane budową zbiorników wodnych. Tło mapy stanowi sieć hydrograficzna, działy wodne i nazewnictwo geograficzne.

Trzeba podkreślić, że przez umiejętny dobór kolorów i znaków uzyskano dużą przejrzystość mapy, przy wyjątkowo bogatej treści. Na dobrą czytelność mapy wpłynął także odpowiedni stopień generalizacji parametrów odpływu podziemnego i warunków hydrogeologicznych. Autorzy zaznaczają, że wskutek generalizacji wymienione elementy mogą lokalnie odbiegać od sytuacji przedstawionej na mapie. Należy żałować, że legendę i krótki opis założeń metodycznych, podany na arkuszu mapy, wydrukowano tylko w języku czeskim.

Cennym uzupełnieniem mapy jest oddzielnie wydany opis, ilustrowany wykresami i tabelami, z obszernymi streszczeniami w językach angielskim i rosyjskim. W pracy omówiono dotychczasowy stan badań odpływu podziemnego w Czechosłowacji (rozdział 2). Przedstawiono metodykę opracowania mapy, przy czym szczególną uwagę poświęcono problematyce hydrogeologicznej, analizie metod wydzielania odpływu podziemnego i możliwościom ich zastosowania w warunkach Czechosłowacji oraz kartograficznym metodom przedstawienia odpływu podziemnego (rozdział 3). Regionalna część pracy zawiera charakterystykę warunków powstawania i natężenia odpływu podziemnego w różnych częściach kraju. Za podstawę regionalizacji przyjęto główne jednostki geologiczno-strukturalne Czechosłowacji. Zdaniem autorów warunkują one nie tylko występowanie różnych systemów wodonośnych, ale także typ rzeźby, a przez to w pewnym stopniu określają wpływ czynników klimatycznych na odpływ podziemny (rozdział 4). W zakończeniu pracy syntetycznie omówiono warunki powstawania i wielkość odpływu podziemnego w różnych rejonach Czechosłowacji i w skali całego kraju (rozdział 5). Warto podać, że średni wieloletni odpływ jednostkowy wód podziemnych dla obszaru Czechosłowacji wynosi $2,71 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, współczynnik odpływu podziemnego — 12%, a udział odpływu podziemnego w całkowitym — 39%.

Analiza regionalnego zróżnicowania wartości odpływu podziemnego doprowadziła autorów do kilku interesujących wniosków. Najciekawsze wydaje się stwierdzenie, że odpływy jednostkowe i współczynniki odpływu podziemnego z obszarów górskich zbudowanych ze skał krystalicznych osiągają wartości charakterystyczne dla krasu, a niekiedy nawet je przewyższają.

Mapę i opis należy uznać za opracowanie nader cenne, w którym zastosowano szereg nowych rozwiązań metodycznych i kartograficznych. Z pewnością zainteresuje ono szerokie grono geografów, a zwłaszcza hydrologów i hydrogeologów zajmujących się skomplikowaną problematyką odpływu podziemnego.

G. Hoppe, *Fjallens terrangformer (Landforms of the Swedish Mountains Area)*, Naturgeografische institutionen Stockholms universitet 1983, 60 s., 48 fot., 5 ryc.

Zapoczątkowane w Polsce kartowanie geomorfologiczne rozwija się pomyślnie w różnych krajach. Rozpoczęte w Szwecji w 1969 r. kartowanie rzeźby jest częścią realizowanego od 1960 r. planu zakładającego intensywną ochronę przyrody. Prace kartograficzne rozpoczęto od obszarów górskich i zrealizowano w 1983 r.

W recenzowanej pracy autor przedstawia założenia metodyczne wykonywanych map i etapy ich realizacji. Zadaniem kartowania geomorfologicznego było wyróżnienie pojedynczych form lub obszarów interesujących z naukowego punktu widzenia i szczególnie godnych zachwycenia.

Mapy wykonano w podziale 1:250 000 dla obszaru o powierzchni 70 000 km². Do każdej mapy dołączono odpowiedni opis. Opracowano 24 arkusze, pokrywające najbardziej północne obszary Szwecji i 1 arkusz z północno-zachodniej części Dalarna.

Na mapach zaznaczono odpowiednimi symbolami i kolorami formy średniej wielkości. Małe formy nie zostały uwzględnione, gdyż nie były czytelne na zdjęciach lotniczych które stanowiły podstawowy materiał przy opracowywaniu omawianych przez G. Hoppego map geomorfologicznych.

W omawianej książce na szczególną uwagę zasługują kolorowe fotografie wykonane przez różnych autorów (G. Grundsten, A. C. Ulfstedt, I. Borgstöm, V. Schytt, G. Hoppe, W. Karlen, T. Rafstedt, O. Melander, J. Kleman), ilustrujące różne, klasycznie wykształcone formy terenu. Publikowane zdjęcia mogą służyć jako ilustracje na wykładach z geomorfologii.

Mirosław Bożacki

HILDEBERT ISNARD
1904 - 1983

W dniu 27 lipca 1983 r. zmarł wybitny geograf francuski, jeden z nielicznych już przedstawicieli pokolenia wielkich geografów francuskich, serdeczny przyjaciel Polski i Polaków, Profesor Hildebert Isnard.

Urodzony w 1904 r. w Nicei, całą swą młodość spędził w Algerii, którą poznał znakomicie i dla której do końca swych dni zachował wiele uczucia. Ucząc początkowo w liceum, podjął równocześnie pracę naukową, której wynikiem była rozprawa o uprawie wczesnych warzyw na wybrzeżu algerskim (1). Mianowany w 1945 r. asystentem w Instytucie Geografii Uniwersytetu w Algerze w swej rozprawie doktorskiej, obronionej w Sorbonie, pt. *La vigne en Algerie (Winogrodnictwo w Algerii; 3)* w sposób nieoczekiwany poruszył zagadnienia mechanizmów kolonizacji i załazków destabilizacji społecznej, które znacznie później doprowadziły do długiej, morderczej wojny algerskiej.

Mianowany w 1945 r. adiunktem (*maitre de conference*), a w 1951 r. profesorem Uniwersytetu w Aix-en-Provence, dzięki dużym zdolnościom organizacyjnym i wielkiemu oddaniu swej pracy, w ciągu kilku lat przekształcił ten ośrodek w jeden z najpoważniejszych instytutów geograficznych Francji. Powiększył znacznie liczbę pracowników, wzbogacił bibliotekę, pomnożył wyposażenie techniczne. Przyczynił się też do rozwoju instytutów geograficznych w filiach Uniwersytetu Aix w Nicei i Awinionie.

W 1960 r. założył Isnard czasopismo naukowe *Mediterranee*, które oparł początkowo na pracach swych współpracowników, rozszerzając je następnie na wszystkie kraje śródziemnomorskie. Nawiązał też bliskie i regularne kontakty z Madagaskarem i Reunionem, a następnie z krajami Afryki — zwłaszcza z Senegalem. Wybrzeżem Kości Słoniowej i Kongiem. W wykładach przekazywał swym słuchaczom zainteresowanie krajami tropikalnymi, uczył rozumieć cywilizacje afrykańskie. Jego monografie geograficzne (4, 5, 6, 7), które objęły z czasem całą Afrykę, zdobyły duże uznanie we Francji i poza jej granicami.

Pod wpływem znanych wypadków na uniwersytetach francuskich w 1968 r. H. Isnard porzucił Aix i w 1970 r. objął katedrę geografii tropikalnej na uniwersytecie w swej rodzinnej Nicei. Zajmował ją aż do przejścia na emeryturę w 1975 r. Uwolniony od wielu funkcji organizacyjnych, miał więcej czasu i spokoju, toteż Jego publikacje przybrały bardziej ogólny charakter. Seminarium, które prowadził kilkakrotnie na uniwersytetach w Sherbrooke i Ottawie w Kanadzie, pobudziły Jego zainteresowania zagadnieniami ogólnymi i metodologicznymi, czego wynikiem były rozprawy *Geografia dekolonizacji* (8) oraz *Przestrzeń geograficzna* (10), które zajęły poważną pozycję w geografii zarówno francuskiej, jak i światowej, a także — opracowana wraz z uczniami — *Problematyka geografii* (11).

Niezwykle aktywny, otwarty na wszelkie zachodzące w świecie przemiany społeczne, naukowe i polityczne, był człowiekiem o wysokiej kulturze, wielkim czarze osobistym i dużym poczuciu humoru.

Poznałem Go w 1959 r., gdy jako pogłębiający swą wiedzę stypendysta PAN odbywałem „Tour de France”, odwiedzając 10 uniwersytetów francuskich. Przyjął mnie niesłychanie życzliwie i gościnnie, obwoził po okolicach Aix, pokazując najbardziej interesujące przykłady z zakresu przyrody, osadnictwa wiejskiego i rolnictwa pięknej Prowansji.

W 1962 r. przyjął w Aix gościnnie uczestników I polsko-francuskiego seminarium geograficznego. W roku następnym, na zaproszenie Instytutu Geografii PAN, odwiedził Polskę, czego rezultatem była publikacja (12).

Dzięki Jego życzliwości kilku pracowników Instytutu (W. Biegaiło, W. Stola, M. Rościszewski) odbyło wielomiesięczne staże na Uniwersytecie Aix-en-Provence. Odwdzięczyli się publikując prace oparte na zebranych w Prowansji materiałach. Instytut nasz odwiedzali też uczniowie Profesora Isnarda: B. Barbier, A. de Reparaz, Claudine Durbiano, G. Peugnez, A. Dougoudroit, J. G. Richen i inni.

Rozwinęła się bliska współpraca obu Instytutów, która przetrwała odejście Profesora Isnarda do Nicei i która przetrwa, jak sądzę, Jego odejście od nas na zawsze.

Cześć Jego pamięci.

Jerzy Kostrowicki

WAŻNIEJSZE PRACE PROFESORA H. ISNARDA

1. *La Culture des primeurs sur le littoral algérois et ses conditions géographiques*, Alger 1935, 176 s.
2. *L'organisation de la propriété rurale dans la Mitidja (1851—1867). Consequences sur la vie des indigènes*, Alger 1949, Joyeux.
3. *La vigne en Algérie. Etude géographique*, Gap, t. 1 — 1951, 278 s., t. 2 — 1954, 542 s., Ophrys.
4. *L'Algérie*, Grenoble 1954, 236 s., Arthaud (tłum. ang. 1955).
5. *Madagascar*, Paris 1955, 219 s., A. Celin (II wyd. — 1964).
6. *L'Afrique tropicale et australe*, Paris 1964, 219 s., PUF (II wyd. — 1967, III wyd. — 1974).
7. *Le Maghreb*, Paris 1966, 278 s., PUF (II wyd. — 1971, III wyd. — 1978).
8. *Geographie de la décolonisation*, Paris 1972, 239 s., SUP.
9. *Pays et paysages méditerranéens*, Paris 1973, 239 s., PUF.
10. *L'espace géographique*, Paris 1978, 220 s., PUF (tłum. włoskie 1980, portugalskie 1982).
11. *Problématique de la géographie* (razem z J. B. Racine i H. Reymond), Paris 1982, 83 s., PUF.
12. *En Pologne. Agriculture et socialisme*, Annales, Economies, Sociétés, Civilisations, 2, 1964, s. 209 — 224.

SPRAWOZDANIE Z POSIEDZENIA RADY NAUKOWEJ INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA IAN W DNIU 22 III 1984 r.

Prof. dr Jerzy Kostrowicki zapoznał wszystkich zebranych z treścią pisma Wydziału VII, zatwierdzającego nowy skład członków Rady Naukowej IGiPZ PAN, powołanych na kadencję 1984—1986.

Przewodniczącym Rady został prof. dr Stanisław Leszczycki, zastępcami zaś, tak jak w poprzedniej kadencji — prof. prof. J. Paszyński i A. Wróbel, a sekretarzem — doc. dr hab. J. Grzeszczak.

Z kolei przystąpiono do powołania komisji Rady Naukowej jako jej organów pomocniczych. W wyniku przeprowadzonych głosowań ustalono skład osobowy następujących komisji (w nawiasach liczba osób):

1. Komisja do Przeprowadzania Przewodów Doktorskich z Zakresu Geografii Fizycznej (13): przewodniczący — prof. J. Paszyński

- zastępca przewodniczącego — prof. A. S. Kostrowicki
członkowie: prof. prof. A. Ciołkosz, A. Dylkowa, K. Klimek, J. Kondracki, S. Kozarski,
W. Matuszkiewicz, Z. Mikulski, L. Starkel, J. Szupryczyński, doc. A. Kotarba
sekretarz — doc. Alicja Breymer
2. Komisja do Przewodzenia Przewodów Doktorskich z Zakresu Geografii Ekonomicznej (13):
przewodniczący — prof. A. Wróbel
zastępca przewodniczącego — prof. T. Lijewski
członkowie: prof. prof. Z. Chojnicki, K. Dziewoński, P. Korcelli, J. Kostrowicki, A. Kukliński,
S. Leszczycki, B. Malisz, M. Rościszewski, A. Stasiak, doc. J. Grzeszczak
sekretarz — doc. M. Ciechocińska
3. Komisja Doskonalenia Kadr Naukowych (10):
przewodniczący — prof. J. Kostrowicki
zastępca przewodniczącego — prof. P. Korcelli
członkowie: prof. prof. T. Lijewski, J. Paszyński, L. Starkel, M. Rościszewski, A. Stasiak,
doc. J. Grzeszczak
sekretarz — dr R. Kulikowski
delegat POP — dr M. Najgrakowski
4. Komisja Wydawnicza (10):
przewodniczący — prof. J. Paszyński
zastępca przewodniczącego — prof. M. Rościszewski
członkowie: prof. prof. P. Korcelli, A. S. Kostrowicki, J. Szupryczyński, A. Wróbel, doc.
doc. J. Grzeszczak, A. Kotarba, M. Ciechocińska
sekretarz — dr K. Dramowicz
5. Komisja Studium Doktoranckiego (4):
przewodniczący — prof. A. Wróbel
członkowie: prof. prof. Z. Chojnicki i P. Korcelli
sekretarz — dr M. Jerczyński

Akceptując decyzję Komisji Habilitacyjnej w przewodzie habilitacyjnym dr Marii Baumgart-Kotarbowej (w składzie: prof. prof. J. Kondracki, J. Paszyński i J. Szupryczyński) w sprawie dopuszczenia do kolokwium habilitacyjnego, Rada Naukowa przystąpiła do przeprowadzenia tego kolokwium.

Kolokwium rozpoczęły pytania recenzentów: prof. K. Birkenmajera, doc. A. Kostrzewskiego, prof. A. Ciołkosza i prof. L. Starkla. Główne zastrzeżenia prof. K. Birkenmajera dotyczyły pominięcia materiału kartograficznego (mapy Tatr w skali 1:30000, map szczegółowych w skali 1:10000 publikowanych od lat sześćdziesiątych), a także nieudowodnionej według niego tezy habilitantki o istnieniu elementów struktury blokowej.

Po pytaniach innych recenzentów habilitantka przystąpiła do odpowiedzi na zasygnalizowane jej zagadnienia i zastrzeżenia.

Następnie odbyło się posiedzenie niejawne. W dyskusji wzięli udział wszyscy recenzenci rozprawy oraz prof. prof. S. Kozarski i S. Leszczycki. Poza zastrzeżeniami prof. K. Birkenmajera, którego nie zadawoły odpowiedzi dr. M. Kotarbowej, pozytywnie oceniono wypowiedzi habilitantki. Stwierdzono, że praca ta — typowa rozprawa z geomorfologii — zawiera wiele cennych wyników, szczególnie z zakresu formowania koryt roztokowych i równin zalewowych.

W wyniku głosowań Rada Naukowa pozytywnie oceniła wyniki kolokwium habilitacyjnego dr Marii Baumgart-Kotarbowej i nadała jej stopień doktora habilitowanego nauk geograficznych w zakresie geomorfologii.

Rada Naukowa zapoznała się z wnioskiem przedstawionym przez prof. A. Wróbla w sprawie zmiany recenzenta w przewodzie doktorskim mgr. Tadeusza Kisielewskiego. W miejsce prof. Bogdana Gruchmana, który wyjeżdża na dłuższy okres za granicę, powołano prof. Edwarda Szymańskiego z Zakładu Krajów Pozaeuropejskich PAN, którego specjalnością są kraje arabskie.

Na wniosek prof. J. Kostrowickiego Rada Naukowa uchwaliła wszczęcie przewodu doktorskiego mgr. Jarosława Sarula, doktoranta Instytutu, zatwierdzając temat: *Przemiany kierunków rolniczego użytkowania ziemi i kierunków chowu zwierząt w rolnictwie indywidualnym województwa suwalskiego w latach 1977—1983*. Na promotora tej rozprawy powołano prof. J. Kostrowickiego.

SPRAWOZDANIE Z POSIEDZENIA RADY NAUKOWEJ
INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN
W DNIU 15 VI 1984 r.

Obradom przewodniczył zastępca przewodniczącego Rady Naukowej — prof. Andrzej Wróbel.

Profesor J. Kostrowicki przedstawił w skrócie zasady przyznawania tytułu naukowego profesora zwyczajnego oraz życiorys i dorobek naukowy prof. A. Wróbla. Rada Naukowa uchwaliła wniosek o nadanie tytułu naukowego profesora zwyczajnego prof. A. Wróblowi. W skład Komisji weszli: prof. prof. S. Leszczycki, J. Kostrowicki, B. Malisz, a na recenzentów dorobku naukowego kandydata powołano: prof. prof. K. Dziewońskiego, Z. Chojnickiego i B. Winiarskiego.

Na wniosek prof. A. Wróbla — promotora rozprawy doktorskiej mgr. Piotra Wernera, Rada Naukowa rozpatrzyła sprawę przyjęcia tej rozprawy i dopuszczenie kandydata do obrony. Po zapoznaniu się z wynikami egzaminów doktorskich kandydata oraz opiniami recenzentów: prof. B. Kortusa i doc. J. Grzeszczaka, Rada Naukowa przyjęła rozprawę doktorską mgr. P. Wernera.

Na wniosek prof. A. S. Kostrowickiego — promotora rozprawy doktorskiej mgr. Ryszarda Drobniaka, Rada Naukowa powołała prof. A. Stasiaka na przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego w tym przewodzie oraz prof. T. Lijewskiego i doc. S. Wawrzyniaka na recenzentów rozprawy. Ustalono ostateczny tytuł rozprawy na: *Efektywność gospodarki rekreacyjnej w strefie pojeziernej (na wybranych przykładach z województwa gorzowskiego)*.

Prof. M. Rościszewski — promotor rozprawy doktorskiej mgr. Teresy Salach-Bylki, przedstawił wniosek w sprawie powołania przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego i recenzentów w tym przewodzie. Na recenzentów powołano: prof. Z. Dobrską i prof. A. Wróbla, na przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego — prof. J. Kostrowickiego. Ustalono ostateczne sformułowanie tytułu rozprawy na: *Przemiany struktury gospodarczo-przestrzennej Kamerunu w latach 1884—1984*.

Na wniosek Komisji Kształcenia i Doskonalenia Kadr Naukowych przedstawiony przez dr. R. Kulikowskiego, Rada Naukowa pozytywnie zaopiniowała wnioski w sprawie:

- 1 przyznania dr. Eugeniuszowi Gilowi stypendium habilitacyjnego na 12 miesięcy;
- 2 przyznania dr. Wiesławowi Rozłuckiemu stypendium habilitacyjnego na 12 miesięcy;
- 3 przedłużenia dr. Markowi Grzesiowi stypendium habilitacyjnego o 6 miesięcy;
- 4 przedłużenia mgr. Markowi Degórskiemu stypendium doktorskiego o 6 miesięcy;
- 5 powołanie mgr Barbary Myzyk z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Nizu IGIPZ PAN na stanowisko starszego asystenta.

Aneta Gniadkowska

GRUPA ROBOCZA GEOMORFOLOGII RÓWNIŃ NADRZECZNYCH
I NADMORSKICH MUG
Bangkok, 11--17 XII 1983 r.

W dniach 11--17 grudnia 1983 odbyło się w Bangkoku w Tajlandii trzecie w obecnej kadencji posiedzenie Grupy Roboczej Geomorfologii Równin Nadrzecznych i Nadmorskich

Międzynarodowej Unii Geograficznej (Working Group on Geomorphology of River and Coastal Plains IGU). Posiedzenie zostało zorganizowane przez Wydział Geologii Uniwersytetu Chulalongkorn w Bangkoku i Komisję Ekonomiczną i Socjalną dla Rejonów Azji i Pacyfiku Organizacji Narodów Zjednoczonych z siedzibą w Bangkoku (ESCAP). Głównym organizatorem posiedzenia był przewodniczący Grupy Roboczej dr Joop A. M. Ten Cate (Holandia) pracujący obecnie w wyspecjalizowanej agencji ONZ w Bangkoku oraz geolodzy z Uniwersytetu Chulalongkorn dr Wasent Pongsapich i dr Narong Thiramongkol. W posiedzeniu wzięło udział 34 geomorfologów i geologów. Najliczniej reprezentowana była Tajlandia (17 osób), poza nią następujące państwa: Chińska Republika Ludowa (2 osoby), Hiszpania (1), Holandia (3), Indonezja (1), Japonia (5), Korea Płd (1), Malezja (1), Polska (1), Portugalia (1), Singapur (1). Większość zatem stanowili reprezentanci Azji. Państwa europejskie były reprezentowane przez 6 osób. Zorganizowanie posiedzenia w Bangkoku było możliwe dzięki dotacjom finansowym pozyskanym z Uniwersytetu Chulalongkorn, Organizacji Narodów Zjednoczonych, Międzynarodowej Unii Geograficznej i rządu holenderskiego.

W części obrad odbywających się w budynku Wydziału Badań Środowiska Przyrodniczego Uniwersytetu Chulalongkorn wygłoszono 13 referatów. Największą liczbę referatów zaprezentowali Japończycy (4) i Tajlandczycy (3). Pozostałe referaty wygłosili przedstawiciele następujących państw: Chiny (2), Indonezja (1), Holandia (1), Polska (1), Portugalia (1). W referatach przedstawiono charakterystykę rzeźby równin nadmorskich i nadrzecznych oraz katastrofalnych powodzi i ich skutków geomorfologicznych. Ta ostatnia problematyka miała być wiodąca w czasie posiedzenia w Bangkoku, ale dotyczyły jej tylko 4 referaty. Przedstawiały one przebieg i skutki katastrofalnych powodzi w Tajlandii, Włoszech, USA, Singapurze i Polsce (M. Grześ i J. Szupryczyński — *Przebieg powodzi zimowej na rzece Wiśle koło Plocka w styczniu 1982 roku*). Cechą charakterystyczną prawie wszystkich wygłoszonych referatów była dobra dokumentacja kartograficzna i geologiczna. Powszechne zastosowanie w badaniach znalazły zdjęcia lotnicze i satelitarne.

Po obradach w Bangkoku odbyła się dwudniowa wycieczka naukowa na trasie Bangkok — Pattaya i Pattaya — Rayong — Bankai — Pattaya. W czasie wycieczki uczestnikom pokazywano skutki geomorfologiczne powodzi w rejonach na południe od Bangkoku oraz typy wybrzeży morskich nad Zatoką Syjamską. Zapoznano się również z czwartorzędowymi osadami pokrywającymi równiny nadrzeczne i nadmorskie. Objasnień w czasie wycieczek udzielali dr N. Thiramongkol i Jos. A. Okkerman (Holender pracujący naukowo w Tajlandii).

Czwartorzędowe równiny nadrzeczne i nadmorskie obejmują w Tajlandii około 40% powierzchni kraju. Na tych osadach rozwinięte jest rolnictwo, głównie uprawa ryżu — podstawowego produktu żywienia ludności. Na osadach aluwialnych rozbudowana jest stolica państwa Bangkok, zaś na osadach fluwialnych inne główne miasta. Obszary równin fluwialnych i aluwialnych są również terenem eksploatacji materiałów do celów budowlanych i komunikacyjnych (iły, piaski, żwiry). Z tych osadów pobierane jest ponad 60% wód gruntowych do celów konsumpcyjnych i przemysłowych. Osady czwartorzędowe (na podstawie kryteriów morfologicznych, litologicznych i faunistycznych) dzieli się na 4 typy: 1. osady fluwialne i aluwialne, 2. osady morskie, 3. osady eoliczne, 4. lateryty. O wykształceniu facjalnym, a szczególnie o miąższości osadów fluwialnych decydowały nie tylko zmieniające się warunki klimatyczne, lecz również tektonika blokowa. Miąższość osadów fluwialnych dochodzi do 150 m, zaś osadów aluwialnych w delcie rzeki Chao Phraya na południe od Bangkoku przekracza 400 m. Morskie osady czwartorzędowe rozwinięte są wzdłuż wybrzeży morskich wokół Zatoki Syjamskiej oraz zachodnich wybrzeży Półwyspu Malajskiego. Osady eoliczne (lessy) spotyka się na Wyżynie Khorat oraz wzdłuż wybrzeży morskich (wydmy). Stwardniałe osady laterytów spotykane są w obrębie najstarszych plejstocenijskich poziomów terasowych. Stratygrafię osadów czwartorzędowych próbuje się ustalić na podstawie znalezisk fauny, flory i archeologicznych. Rozpoczęto datowania tych osadów stosując metody termoluminiscencyjne, radio-

węglowe i palinologiczne. Stratygrafia tych osadów jest w studium początkowym i wymaga dalszych badań. Wykorzystując datowanie osadów określono wstępnie wiek głównych form rzeźby w obszarach górskich i na obszarach równinnych. Na równinach nadrzecznych wyróżnia się trzy poziomy terasowe z okresu plejstocenijskiego oraz jeden poziom terasowy i równinę zalewową z okresu holocenijskiego. Wstępnie ustalono, że w plejstocenie od 60 do 30 tys. lat wstecz panował na obszarze Tajlandii klimat suchy i chłodny, od 30 do 20 tys. lat wilgotny i ciepły zaś w końcowym okresie znów suchy i chłodny, w holocenie (od 11 tys. lat wstecz po okres współczesny) — wilgotny i ciepły. W czasie wycieczki naukowej była okazja do zapoznania się w licznych odsłonięciach z wykształceniem osadów aluwialnych, morskich i eolicznych (wydmowych).

Na posiedzeniu organizacyjnym ustalono, że głównym programem naukowym Grupy Roboczej będą powodzie katastrofalne na obszarach równin nadrzecznych i nadmorskich. Opracowano już legendę znaków do mapy rejestrującej powodzie w skali 1:5000000. Legenda ta została rozesłana do członków rzeczywistych i współpracowników Grupy z prośbą o przesłanie uwag. Opracowuje się szczegółowe mapy skutków powodzi w wybranych krajach: Japonia, Holandia, Portugalia, Włochy i Polska. Na podstawie raportów krajowych sporządził się syntetyczny raport o katastrofalnych powodziach na kuli ziemskiej. Raporty krajowe o powodziach złożyły dotychczas Kanada i Holandia. Wszystkie raporty zostaną opublikowane w biuletynach Grupy Roboczej. Ustalono również harmonogram najbliższych posiedzeń Grupy. W 1984 r. zaplanowano tylko jedno posiedzenie związane z Kongresem MUG w Paryżu. Posiedzenie to planowane jest w sierpniu na obszarze Jugosławii i Włoch (wycieczka na trasie Lublana — Bolonia). Następne posiedzenia Grupy zaplanowano: w 1985 w Wielkiej Brytanii związane z I Konferencją Geomorfologiczną organizowaną przez brytyjskich geomorfologów, 1987 w Polsce (organizator IGiPZ PAN) i w 1989 w Japonii (organizator Uniwersytet Waseda w Tokio).

Jan Szupryczyński

II MIĘDZYKRAJOWY KONGRES SZUKI I NAUKI ŚWIATOWEJ
UNIWEKSYTETU ZORGANIZOWANY POD AUSPICJAMI ŚWIATOWEJ
AKADEMII NAUK. SESJE POŚWIĘCONE BADANIOM REGIONALNYM
Rotterdam, 4—15VI 1984 r.

Światowy Kongres w Rotterdamie zgromadził około 500 uczonych zajmujących się problematyką regionalną oraz badaniami na rzecz pokoju. Był on poświęcony przeglądowi teoretycznego i metodycznego dorobku badan regionalnych w świetle zmian zachodzących w gospodarce światowej. Obrady Kongresu zostały podzielone na dwie części.

Część pierwsza (4—11 i 15VI) zaprogramowana merytorycznie przez W. Isarda i D. E. Boyce'a składa się z 48 sesji, na których wygłoszono ponad 150 referatów. Obrady toczyły się zarówno w dni powszednie jak i w niedziele i święta. W niektóre dni równolegle obradowało pięć sesji o tematyce dotyczącej zarówno studiów regionalnych jak i badan na rzecz pokoju. Te ostatnie, wyrosłe z badan regionalnych z inspiracji W. Isarda, ciągle jeszcze korzystają z instytucjonalnego wsparcia środowiska regionalistów, koncentrując się głównie na teoretycznych problemach strategii rozwiązywania konfliktów w skali regionalnej i globalnej (łącznie 15 sesji).

Sesje poświęcone klasycznym badan regionalnym obejmowały m. in. problematykę demograficzną, planowania długoterminowego, zachowań podmiotów uczestniczących w procesie rozwoju regionalnego oraz prezentację różnych typów modeli i analiz regionalnych. Wiele sesji stanowiło serię posiedzeń np. poświęconych analizom problematyki energii i środo-

wiska ujmowanych łącznie, których kolejne sesje były opatrzone jedynie numerami porządkowymi. Podobnie w przypadku rozwiązywania problemów teoretycznych, gdy posiedzenia w założeniu miały charakter abstrakcyjny i wybitnie roboczy.

Dyskutowano nad przyjmowanymi założeniami i stosowanymi rozwiązaniami w prezentowanych modelach, a nie nad empirycznymi wynikami ich testowania, czy konkretnymi problemami regionalnymi, które opisywano i badano przy ich użyciu. Były to sesje służące rozwojowi metodologii i doskonaleniu metod badawczych, wykorzystujące możliwości posługiwania się najnowszą generacją komputerów.

Dotychczas dla potrzeb studiów regionalnych rozwijano przede wszystkim makro-ekonomiczne modele bazujące na wielowymiarowych zmiennych ludnościowych (DEMO), ekonomicznych (ECO), względnie ujmujących łącznie zmienne ludnościowo-gospodarcze (DEMO-ECO), czy gospodarczo-ludnościowe (ECO-DEMO). Na tej podstawie dokonywano oceny przebiegu procesów rozwoju regionalnego, przeprowadzano analizy regionalne oraz oceniano efektywność polityki regionalnej. Przy użyciu modeli symulacyjnych można było opracowywać strategie kierunków przyszłego rozwoju.

Przez trzydzieści lat wśród narzędzi badawczych stosowanych w studiach regionalnych dominowały ujęcia makroskalowe, które w czasie Kongresu nazwano nawet ortodoksyjnymi strategiami modelowania regionalnego. Brak natomiast było zadowolających rozwiązań dla analiz wewnątrzregionalnych, których teoretyczne podstawy zostały wprawdzie przygotowane już wcześniej, jednak na przeszkodzie stały ograniczenia techniki komputerowej. Dopiero ostatnio ta bariera została pokonana i stąd na Kongresie erupcja modeli dotyczących mikroskali, opracowania prezentujące mikrostrategie, które równocześnie uwzględniają element zmiany zachowań analizowanych jednostek w czasie i przestrzeni.

Nie należy przeceniać tego kierunku analiz przestrzennych, niemniej stanowi on ważne dopełnienie stosowanych dotychczas rozwiązań i pojawienie się tego nurtu zarówno w warstwie teoretycznej jak i empirycznej odcisnęło silne piętno na pierwszej analitycznej części Kongresu, w której nie odbyła się ani jedna sesja plenarna, a duże zainteresowanie sprawiło, że obrady kontynuowano jeszcze w dniu 15 czerwca, po oficjalnym zamknięciu drugiej części. Niektóre sesje, z uwagi na teoretyczny charakter i światową renomę autorów referatów, nabrały cech sesji plenarnych ściągając tłumnie uczestników Kongresu; tak np. było w przypadku sesji poświęconej nowym poglądom w teorii lokalizacji, gdzie znakomite wykłady wygłosili m. in. M. Beckmann (RFN) o teorii lokalizacji i koncepcji równowagi gospodarczej i L. N. Moses (USA) o teorii działania firmy w czasie i przestrzeni.

Ze strony polskiej w pierwszej części Kongresu uczestniczyli: prof. R. Domański, prof. P. Korcelli i doc. M. Ciechoćńska, przewodnicząc obradom sesji i wygłaszając referaty. Podczas pierwszej części Kongresu miało miejsce robocze spotkanie zorganizowane przez IISA, poświęcone przeglądowi badań dotyczących wielkich miast które zgromadziło około 40 osób i objęło 5 sesji.

Druga część Kongresu (12--14VI) dotyczyła systemów osadniczych i została zorganizowana przez Niderlandzki Instytut Ekonomiczny. Uroczystego jej otwarcia dokonał L. H. Klaassen (Holandia) wygłaszając referat programowy, w którym m.in. scharakteryzował trzy wybrane zagadnienia stanowiące przedmiot obrad Kongresu, a mianowicie: podstawowe problemy badawcze w okresach zwolnionego i przyspieszonego wzrostu gospodarczego; elementy zmienne i stałe w strukturze miast; oraz problematyka rozwoju miast i rozwoju regionalnego w krajach rozwijających się. Referat wprowadzający wyjaśniał celowość przedyskutowania wybranych tematów oraz podnosił ich kluczowe znaczenie w studiach regionalnych i badaniach systemów osadniczych.

Wprowadzenie do dyskusji i postawienie problemu było zadaniem pierwszej sesji plenarnej, na której L. S. Burns (USA) omówił rolę przyspieszenia lub zahamowania rozwoju miasta jako czynnika rozwoju regionalnego, lansując teorię o cyklicznym rozwoju miasta i jego

regionu, która zastępuje linearny model wzrostu wprowadzony przez neoklasyczną ekonomię. M. A. Goldberg (Kanada) scharakteryzował ostatnio obserwowane zjawiska występujące w strukturze miast, które są jego zdaniem wynikiem zmiany zachowań gospodarstw domowych, firm i agend administracji państwowej. P. Hall (USA) dokonał przeglądu dorobku teoretycznego z punktu widzenia jego przydatności dla rozpatrywania problematyki regionalnej w krajach rozwijających się, wskazując na potrzebę odmiennego formułowania pytań poznawczych.

Część druga Kongresu składała się z 10 sesji i wygłoszono ponad 35 referatów, wśród nich tylko jeden polski (M. Ciechocińska). Podsumowanie Kongresu stanowiła dyskusja panelowa, prowadzona w zakresie wymienionych trzech wybranych zagadnień, której przewodniczył J. H. P. Paelinck (Holandia), a uczestniczyli w niej R. H. Funk (RFN), J. G. Kim (Płd. Korea), A. LaBella (Włochy), P. Nijkamp (Holandia), J. Parr (Anglia), W. Stöhr (Austria). Była to jedna z dłuższych sesji Kongresu, która z uwagi na dyskusyjność formułowanych poglądów zatraciła charakter podsumowania i zmieniła się w ogólną dyskusję. Cechował ją pluralizm wypowiedzianych sądów. Z uwagi na przeciągającą się porę od tematów ogólnych zaczęto przechodzić do bardziej szczegółowych, poszukując nowych rozwiązań teoretycznych i praktycznych, które zostały zainspirowane przebiegiem obrad Kongresu.

Wzajemne związki i uwarunkowania między przyspieszonym i zwolnionym rozwojem miasta i regionu, zmiany strukturalne w obszarach zurbanizowanych, relacje między miastem i regionem w krajach rozwijających się stanowiły podstawę do podejmowania prób formułowania nowych ujęć. Uznano, że nieporozumieniem jest rozdzielną traktowanie miasta i regionu, ponieważ zmiany zachodzące w samym mieście w znacznym stopniu determinują procesy i zjawiska występujące w regionie. Natomiast zmiany występujące na styku miasta i regionu wyznaczają tendencje przemian całego systemu osadniczego. Jednocześnie miasta niezmiernie stanowią najważniejszy element w ekonomice regionalnej, podczas gdy czynniki wyznaczające możliwości ich przyszłego rozwoju najczęściej wynikają z charakteru obszarów z rimi sąsiadujących, głównie w zakresie zaspokojenia potrzeb budownictwa mieszkaniowego i zakładów przemysłowych o swobodnej lokalizacji.

Maria Ciechocińska

IX SEMINARIUM UNIWERSYTECKICH GEOGRAFÓW SOCJALISTYCZNYCH PAŃSTW EUROPY Halle, 11—16 VI 1984 r.

W dniach od 11 do 16 czerwca 1984 r. odbyło się w Halle IX seminarium uniwersyteckich geografów krajów socjalistycznych. Organizatorem spotkania była sekcja geografii Uniwersytetu im. M. Lutra. Zgodnie z ustaleniami poprzednich seminariów, głównymi tematami dziewiątego spotkania były: Problemy ekonomicznej integracji socjalistycznych krajów RWPG oraz Problemy kształcenia geografów w szkołach wyższych krajów socjalistycznych.

W seminarium uczestniczyło około pięćdziesięciu geografów z siedmiu krajów:

| Kraj | Liczba uczestników | Liczba referatów |
|------------|--------------------|------------------|
| Bułgaria | 1 | 1 |
| Jugosławia | 1 | 1 |
| NRD | 18 | 9 |
| Polska | 14 | 6 |
| Słowacja | 6 | 4 |
| Węgry | 6 | 5 |
| ZSRR | 2 | 1 |

Na sześciu sesjach przedstawiono 27 referatów. Kilku przygotowanych referatów, z powodu nieobecności autorów, nie wygłoszono. Zostaną one włączone do przygotowywanej publikacji poseminaryjnej.

Stosunkowo najwięcej wystąpień poświęcono problematyce przemysłu (9 referatów), co należy traktować jako zjawisko w pełni uzasadnione, bowiem właśnie w zakresie przemysłu efekty integracji socjalistycznej są najbardziej dostrzegalne. Sporo uwagi poświęcono różnym aspektom i uwarunkowaniom struktury przestrzennej gospodarki niektórych krajów lub regionów (7 referatów). Ponadto z zakresu tematyki integracji socjalistycznej 2 referaty poświęcone były problematyce urbanizacji (*Integracja ekonomiczna jako czynnik urbanizacji NRD i Główne cechy urbanizacji krajów socjalistycznych*), 1 międzynarodowym obrotom handlowym. 1 traktował o konieczności uwzględniania wymogów geoekologicznych przy planowaniu poczynań gospodarczych, w końcu 3 poświęcone były problematyce metod badawczych stosowanych przy geograficznym analizowaniu struktur przestrzennych.

Zróżnicowanie tematyczne referatów miało swe pozytywne, ale i ujemne strony -- pozwalało na ukazanie różnych aspektów i wielkiej złożoności procesów integracji socjalistycznej, równocześnie uniemożliwiało prowadzenie bardziej pogłębionej dyskusji. Można chyba bez przesady powiedzieć, że szeroko potraktowana problematyka seminarium pozwalała na markowanie zagadnień ważnych, ale nie stwarzała warunków do ich wyczerpującego omówienia.

Z zakresu problematyki kształcenia geografów w uniwersytetach przedstawiono tylko 4 referaty. Referenci mówili o programach nauczania, praktykach terenowych, koncepcji kształcenia geografów i ich zatrudnieniu. Można stwierdzić, że problemy kształcenia geografów w uniwersytetach pozostawały nieco na uboczu zainteresowań zgromadzonych w Halle geografów. Niewątpliwie na kolejnych seminariach koncepcjom kształcenia geografów należy poświęcić więcej uwagi.

W ramach seminarium odbyło się studium terenowe, w czasie którego uczestnicy uzyskali ogólne wiadomości o niektórych problemach gospodarki rolnej rejonów położonych na północ od Halle, zwiedzili w Nachterstedt Mansfeldzki Kombinat Metali Kolorowych (wałcownię aluminium), uzyskując od kierownictwa informacje o organizacji zakładu, zaopatrzeniu w surowce i problemach zatrudnienia, a także zapoznali się z problemami rekonstrukcji i renowacji średniowiecznego miasta Quedlingburg oraz turystycznego wykorzystania przedgórza Harzu.

Drugie studium terenowe, przewidziane w programie seminarium, w czasie którego miano zapoznać uczestników z problemami eksploatacji i przetwórstwa węgla brunatnego w rejonie Bitterfeld i z problemami ochrony środowiska, z przyczyn technicznych nie zostało zrealizowane.

IX seminarium geografów uniwersyteckich socjalistycznych państw Europy było dobrze przygotowane pod względem organizacyjnym. Uczestnicy potwierdzili użyteczność tego rodzaju spotkań i zdecydowali, że kolejne, X seminarium poświęcone problemom powstawania i rozwoju dużych aglomeracji miejskich odbędzie się w 1985 r. w Bułgarii, a następne, XI, poświęcone gospodarce morskiej i roli portów w kształtowaniu struktury przestrzennej gospodarki obszarów nadmorskich — w 1986 r. w Polsce.

Witold Kusiński

DOROCZNY ZJAZD ASSOCIATION OF AMERICAN GEOGRAPHERS
Waszyngton, 22—25IV 1984 r.

Doroczny zjazd Amerykańskiego Towarzystwa Geografów w Waszyngtonie D. C. był połączony z obchodami jego 80-lecia i odbywał się pod hasłem „Geografia a społeczeństwo”.

Został zorganizowany przez środkowo-atlantycki oddział AAG przy współdziałaniu Narodowego Towarzystwa Geograficznego i wydziałów geografii czterech uniwersytetów: Maryland College Park, Maryland Baltimore County, George Washington, George Mason.

Była to duża impreza naukowa, która zgromadziła przeszło 2600 uczestników wywodzących się z różnych środowisk profesjonalnych o zróżnicowanych zainteresowaniach co znalazło wyraz w bogactwie tematyki referatów i sesji. Obrady odbywały się jednocześnie w 30 salach i wygłoszono ponad tysiąc referatów na 250 sesjach i w grupach roboczych, nie licząc imponującej liczby prezentacji prac na sesjach posterowych.

Wysoka sprawność organizacyjna zjazdu i znakomite warunki lokalowe --- obrady odbywały się na dwóch kondygnacjach dostosowanego do tego typu imprez hotelu The Washington-Hilton sprawiły, że obrady mogły się toczyć codziennie od 8 rano do 10 wieczorem jedynie z godzinną przerwą w południe. Bogaty program powodował, że nie było już miejsca na organizowanie spotkań grup *ad hoc*, czy posiedzeń okrągłego stołu, jeśli nie były one wcześniej przewidziane.

Na zjeździe były reprezentowane wszystkie specjalności nauk geograficznych łącznie z dziedzinami pokrewnymi, zarówno tradycyjnie zaliczane do geografii jak i zupełnie nowe. których pojawienie się w programie zjazdu jeszcze nie przesądza o ich trwałych związkach z geografiami, czy też jest tylko próbą poszukiwania zinstytucjonalizowanych form działania przez nowe kierunki i inicjatywy. Świadczyły o tym m. in. sesje poświęcone modelom matematycznym i metodom ilościowym organizowane przez grupę specjalną geografii politycznej i Międzynarodowe Towarzystwo Badań nad Pokojem, które zajmowały się problematyką różnego typu konfliktów lokalnych, regionalnych i globalnych oraz strategiami ich rozwiązywania, czy rozgrywania. Sesjom tym patronował osobiście Walter Isard.

Uniwersalność stosowanych metod pozwalała przechodzić od zagadnień politycznych do symulacji konfliktów celów typowych np. w użytkowaniu ziemi, gdy wchodzi w grę odmiennie interesy sektora prywatnego i państwowego. Miał miejsce także cykl sesji poświęconych geograficznemu perspektywom wojny nuklearnej, w którym omawiano konsekwencje konfliktu nuklearnego dla środowiska geograficznego, demonstrowano materiały filmowe, sięgano do analogii z wybuchem wulkanu św. Heleny itd.

Szczególnie wiele było cykli poświęconych modelom matematycznym i modelom ilościowym. W programie zjazdu wszystkie one były jednakowo określane i dopiero podtytuły precyzowały ich zakres tematyczny, na przykład: czaso-przestrzenne dynamiczne modele ludnościowe, dynamiczna teoria miasta i regionu, analiza systemów miejskich, modele mobilności ludności i zasobów mieszkaniowych, makro i mikro modele ludnościowe, regionalne modele kształtowania plac i nakładów inwestycyjnych, modelowanie systemów energetycznych, itd.

Program zjazdu przewidywał odbywanie cykli w zakresie geomorfologii czy zastosowań klimatologii, posługując się jedynie ich numerami porządkowymi. Podobnie w przypadku planowania i rozwoju regionalnego, każde posiedzenie dotyczyło innego kraju lub kontynentu, było to jednak zaznaczone w programie. Wiele posiedzeń dotyczyło szczegółowych dyscyplin jak np. geografii wypoczynku i turystyki, względnie sugerowało istnienie odrębnej specjalizacji jak np. geografii śmiertelności i zachorowalności, geografii ochrony zdrowia, geografii religii itd. Były także sesje poświęcone etyce badacza, jego odpowiedzialności zawodowej, uwikłaniu w konflikty interesów i odpowiedzialności politycznej.

Wiele posiedzeń dotyczyło wybranych zagadnień jak np. migracji wewnętrznych, migracji międzynarodowych, problemów etnicznych w USA. Oddzielne cykle posiedzeń zostały zorganizowane w celu przedyskutowania problemów poszczególnych kontynentów lub krajów np. Ameryki Łacińskiej, Azji, Chin, Związku Radzieckiego i Europy Wschodniej.

Nakładanie się tematyki poszczególnych sesji jest rezultatem struktury organizacyjnej AAG, której działalność koncentruje się wokół 50 tematów odpowiadających zakresowi zainteresowań

nauk geograficznych. Są one rozpatrywane w skali całego globu, kontynentów, względnie wydzielonych geograficznie ich części lub poszczególnych krajów. Ponadto w AAG działa 35 grup specjalnych. Toteż liczba zorganizowanych w czasie zjazdu sesji świadczyła m. in. o liczebności, aktywności naukowej, dorobku badawczym i prężności organizacyjnej ludzi zajmujących się daną tematyką w USA i związanych z AAG. Doroczny zjazd AAG tradycyjnie stanowi forum prezentacji dorobku geografów kultury i języka anglosaksońskiego. stąd czynny w nim udział geografów australijskich, brytyjskich i kanadyjskich.

Wybór Waszyngtonu na miejsce obrad doskonałą okazję do pokazania dyscypliny i jej przedstawicieli pracujących w administracji państwowej, różnych instytucjach centralnych i agendach rządu federalnego. Służyły temu specjalne imprezy, które odbywały się pod hasłem „Okno na Waszyngton”. W sumie było to 15 wycieczek poczynając od zwiedzania zbiorów kartograficznych Biblioteki Kongresu, Narodowego Towarzystwa Geograficznego; możliwości zapoznania się z pracą komputerowych centrów kartograficznych kilku ośrodków uniwersyteckich i rządowych; funkcjonowania systemów informacji geograficznej, w tym także wydziału geografii Biura Spisów oraz korporacji satelitów Ziemi; działania państwowej administracji czystości oceanów i powietrza atmosferycznego; planowania i organizacji parków narodowych; a kończąc na wielogodzinnym pobytku w N.A.S.A.

Zjazd waszyngtoński, podobnie jak i cała geografia amerykańska, był nastawiony głównie na praktyczną użyteczność działań i badań naukowych. Nurt aplikacyjny był szczególnie silnie eksponowany zarówno w czasie obrad, jak i w programie 19 studialnych wycieczek terenowych, które rozpoczęły się przed zjazdem, część z nich była kontynuowana podczas trwania obrad, a także i po jego zakończeniu. Tematyka wycieczek była bardzo różnorodna poczynając od zagadnień planowania i geografii miasta czy regionu (zwiedzano tzw. nowe miasta budowane przed II wojną światową, różnorodne pod względem etnicznym i kulturowym osiedla, zabytki historyczne i architektoniczne, a także studiowano problemy zagospodarowania wybrzeża, zatok, portów i parków narodowych), a na zagadnieniach energetycznych kończąc. Te ostatnie dyskutowano m. in. na przykładzie elektrowni atomowej w Three Mile Island i głośnego przed laty wypadku w świetle jego konsekwencji społeczno-gospodarczych dla stałych mieszkańców oraz gospodarstw rolnych, których głównym źródłem energii jest metan otrzymywany z biomasy odpadków. Pośród atrakcji turystycznych znalazły się także kanały Potomaku i wodospady.

W czasie zjazdu miały miejsce tylko trzy sesje plenarne, z których pierwsza odbyła się późnym wieczorem pierwszego dnia obrad i miała charakter inauguracyjno-organizacyjny, druga, południowa (zwana sesją przewodniczącego) pt. „Społeczeństwo i dyscyplina” zawierała przegląd dokonań i słabości amerykańskiej geografii w ciągu ostatnich 80 lat. Był to wykład Gilberta M. Grosvenora poświęcony próbie zbilansowania, czego dokonali geografowie i jakie zadania przed nimi stoją.

Stwierdzono, że źródłem słabości amerykańskiej geografii jest brak zadowalającej współpracy pomiędzy różnymi instytucjami zajmującymi się badaniami geograficznymi, stąd apel o konsolidację środowiska i odtworzenie dyscypliny, którą wypierają inne bardziej prężne nauki. Wskazywano na konieczność przygotowania nowych podręczników, które wychodziłyby naprzeciw potrzebom społeczeństwa XXI w.; stosowania odmiennych ujęć w badaniach odtwarzalnych elementów środowiska i jego zasobów. Na przykładzie analiz geograficznych dotyczących wody pokazywano, że ważne są nie tylko jej zasoby, lecz także ich jakość i cena jaką ponosi gospodarka i społeczeństwo za jej posiadanie; analogicznie w przypadku innych zasobów takich jak gleba, powietrze atmosferyczne, źródła energii, które powinny być rozpatrywane w kontekście stosowanych technologii i form organizacji życia społeczeństwa.

Uznano, że są to nie tylko kierunki nowych badań, lecz także drogi prowadzące do odbudowy dyscypliny. Pośród pilnych zadań znalazła się także potrzeba przekonania polity-

ków jakie znaczenie mają w praktyce różnice regionalne i kontynentalne. Zdaniem amerykańskich geografów społeczeństwo powinno znać systemy wartości innych kontynentów. Rozwój przewodowej TV i programów satelitarnych stawia geografów wobec nowych zadań.

Są to tylko niektóre punkty programu sformułowanego na zjeździe, którego celem jest przywrócenie geografii sensu istnienia i powstrzymanie dalszej utraty znaczenia. Dla polskiego uczestnika zjazdu alarm podjęty na rzecz ratowania dyscypliny wydaje się przesadzony w konfrontacji z przebiegiem zjazdu i jego tematyką. Nie sposób wypowiadać się w tej kwestii jedynie na tej podstawie, zwłaszcza, że zjazd jest zawsze okazją do prezentacji bardziej odświeżonych, chociaż w przypadku trybu prac zjazdu waszyngtońskiego ta uwaga nie jest zupełnie trafna.

W odczuciu postronnego obserwatora z Polski na pewno ewidentną słabością jest brak „wielkiej amerykańskiej geografii” widoczny jako brak teoretycznej syntezy, prób generalizacji — wysiłki takie czynione na zjeździe należały do nielicznych wyjątków, które ginęły w ogromnej masie analitycznych referatów. W fenomenie tym można upatrywać zarówno siłę jak i słabość amerykańskiej geografii. Można sądzić, że jest to w pewnym stopniu konsekwencja dominacji kierunku ilościowego, który dzięki stosowanym technikom obliczeniowym staje się mniej czasochłonny. Niemniej *gros* wysiłku badacza koncentruje się na sprawach warsztatu i nie stwarza klimatu do podejmowania problematyki *par excellence* teoretycznej. Można sądzić, że jeśli geografia nie przełamie tego impasu, który z resztą nie jest cechą specyficzną geografii amerykańskiej, wówczas syntezy geograficzne i prace teoretyczne dotyczące różnicującej roli czynnika przestrzeni w społeczno-gospodarczej działalności będą powstawać na gruncie innych niż geografia dyscyplin naukowych.

Trzecia sesja plenarna, która wypadła w połowie zjazdu, składała się z dwu części. W pierwszej witano przybyłych z zagranicy gości, wśród których dr Salvador Natoli w przemówieniu odnotował także obecność Polski (autorka była jedyną reprezentantką). Część pierwszą wypełniły sprawy organizacyjno-formalne związane z upływem kadencji, a więc składanie sprawozdań, ogłoszenie wyboru nowego przewodniczącego i ukonstytuowania się nowych władz AAG, a także sprawy finansowe. Część drugą wypełniły przemówienia ustępujących członków zarządu, a także wykład byłego przewodniczącego Johna S. Adamsa poświęcony znaczeniu mieszkalnictwa.

Zjazd był okazją do wielu spotkań towarzyskich i uroczystości. Między innymi miała miejsce uroczysta kolacja wydana w związku z przejściem na emeryturę profesorów: Chauncy D. Harrisa, Georgea W. Hoffmana i Georgea Kisha, utrzymujących żywe kontakty z polskimi geografami i mile wspominających wizyty w Polsce.

Wśród imprez towarzyszących należy wymienić wystawę najnowszych publikacji zorganizowaną przez 30 firm wydawniczych oraz instytucje niekomercyjne prowadzące badania i posiadające własne serie wydawnicze z zakresu nauk o Ziemi i kartografii. Wiele stoisk miało charakter informacyjny i stanowiło cenne uzupełnienie zjazdu, na innych odbywała się sprzedaż ze znaczną bonifikatą. Zjazd cechowało duże nasycenie sprzętem audio-wizualnym. Pracowało 15 grup roboczych, które zajmowały się programowaniem, modelowaniem, w tym także i komputerowymi symulacjami, geograficznymi systemami informacyjnymi i inne, które odbywały spotkania w pomieszczeniach wyposażonych w końcówki komputerowe. Liczba uczestników była dostosowana do liczby stanowisk (monitorów). Niektóre z nich miały charakter wybitnie instruktazowy, inne zajmowały się rozwiązywaniem określonych problemów z wybranych dziedzin np. oceny sieci handlu detalicznego, rozwoju regionalnego, zagadnień środowiska.

Cennym uzupełnieniem zjazdu była giełda pracy, gdzie zgłaszały się instytucje pragnące zatrudnić geografów o różnych specjalnościach oraz osoby poszukujące pracy. W odpowiednio przygotowanych pomieszczeniach od razu na miejscu przeprowadzano rozmowy, a specjalny sekretariat czuwał nad sprawnym przebiegiem tych spotkań i informował o zgłaszanych ofertach.

Zjazd, mimo podkreślania słabości amerykańskiej geografii, był imponującą prezentacją

bogactwa zastosowań geografii, co w połączeniu z imprezami w ramach programu „Okno na Waszyngton” stwarzało wrażenie siły w zakresie skuteczności podejmowanych wysiłków badawczych, uzyskiwanych wyników, opracowań, powiązań instytucjonalnych i zajmowanego miejsca w amerykańskim establishmentie.

Maria Ciechocińska

III POLSKO-WŁOSKIE SEMINARIUM GEOGRAFICZNE

Warszawa—Toruń—Stare Pole—Gdańsk, 7—21 VI 1984 r.

W dniach od 7 do 21 czerwca 1984 r. odbyło się kolejne polsko-włoskie seminarium geograficzne, zorganizowane po raz pierwszy w Polsce, w ramach współpracy naukowej między Polską Akademią Nauk a Włoską Radą Badań Naukowych (CNR) oraz zgodnie z porozumieniem zawartym między Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania (IGiPZ) PAN a geograficznymi instytutami uniwersyteckimi w Pizie i Messynie.

Podobnie jak na dwóch poprzednich seminariach, zorganizowanych w 1981¹ i 1983 r.² przez stronę włoską, tak i na tym tematem była organizacja przestrzenna obszarów wiejskich, tym razem głównie Polski. Delegacja włoska składała się z czterech geografów: prof. prof. C. Ciaccio (Messyna), M. Costa, G. Cortesi i U. Formentini (Piza). Ze strony polskiej w seminarium wzięło udział w sumie 16 osób reprezentujących IGiPZ PAN, w tym przede wszystkim Zakład Geografii Rolnictwa i Obszarów Wiejskich (9 osób), Zakład Przestrzennego Zagospodarowania (3 osoby), a następnie dorywczo Zakład Geografii Osadnictwa i Ludności (3 osoby) oraz Instytut Geograficzny Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu (1 osoba). Seminarium odbyło się pod kierunkiem naukowym prof. dr. J. Kostrowickiego, dyrektora IGiPZ PAN i organizacyjnym — dr W. Tyszkiewicz, sekretarza seminarium.

Program seminarium w poważnej mierze dostosowany był do zainteresowań delegacji włoskiej i składał się z dwóch części: kameralnej — referatowej oraz z badań terenowych.

Pierwszy dzień obrad przeznaczony był na zreferowanie i dyskusję najnowszych wyników metodycznych i poznawczych badań prowadzonych w Zakładzie Geografii Rolnictwa i Obszarów Wiejskich (ZGRiOW) oraz w Zakładzie Przestrzennego Zagospodarowania (ZPZ) IGiPZ PAN. W kolejności wyniki te przedstawili: prof. dr J. Kostrowicki, kierownik ZGRiOW, na tle problematyki badawczej Zakładu zreferował wyniki prac z zakresu typologii rolnictwa Europy i Polski, dr dr R. Kulikowski i B. Gałczyńska problematykę przestrzenną rolnictwa Polski w skali gmin. Doc. dr hab. H. Szulc przedstawiła przemiany form osadnictwa wiejskiego w Polsce, w tym głównie w ostatnim czterdziestolecu a dr W. Stola — zróżnicowanie funkcjonalne wybranych obszarów wiejskich Polski. Prof. dr hab. A. Stasiak, kierownik ZPZ, omówił na tle tematyki badawczej Zakładu, wyniki prac nad przemianami i rozwojem zagospodarowania przestrzennego obszarów wiejskich Polski.

Badania terenowe dotyczyły struktury przestrzennej obszarów wiejskich na wybranych, zróżnicowanych pod względem charakteru zagospodarowania, terenach.

Pierwszym obiektem badań były obszary Aglomeracji Warszawskiej. W ciągu dwóch dni pracownicy IGiPZ PAN (dr dr J. Grocholska, R. Kulikowski, B. Gałczyńska, W. Tyszkiewicz)

¹ W. Stola — *I polsko-włoskie seminarium geograficzne (Piza-Licciana Nardi-Carmignano-Orbetello, 22 VI—6 VII 1981 r.)*, Przegł. Geogr., 54, 3, s. 372—374, 1982.

² W. Stola — *II polsko-włoskie seminarium geograficzne (Messyna-Palmi-Cosenza, 29 IV—8 V 1983 r.)*, Przegł. Geogr., 56, 3—4, s. 203—204, 1984.

wicz) zapoznali gości z problematyką przestrzenną rozwoju osiedli mieszkaniowych na południowych terenach Warszawy oraz z problematyką obszarów na których występuje koncentracja różnych funkcji, często konfliktowych, na przykładzie terenów uzdrowskowo-rekreacyjnych Konstancina-Jeziorny. Następnie na trasie Góra Kalwaria — Warka — Grójec — Belsk przedmiotem badań był rozwój i problematyka wysoko wyspecjalizowanego rolnictwa strefy podmiejskiej Warszawy. Goście zwiedzili gospodarstwo nastawione na produkcję owoców (7 ha sadu) i warzyw szklarniowych (1200 m² pod szkłem) oraz Stację Eksperymentalną Instytutu Sadownictwa w Nowej Wsi.

W północno-zachodniej części Aglomeracji Warszawskiej (Jabłonna — Czerwińsk — Żelazowa Wola — Leszno) badaniami objęto największy w kraju rejon uprawy kwiatów pod szkłem (rejon Jabłonna), gdzie szczegółowo zapoznano się z gospodarstwem szklarniowym (2200 m² pod szkłem), a następnie rejon uprawy warzyw na gruntach ornych w okolicach Zakroczymia i Leszna oraz rejon uprawy krzewów jagodowych w okolicach Czerwińska. Ponadto przedmiotem zainteresowania były przyrodnicze i rekreacyjne funkcje Kampinoskiego Parku Narodowego, przemiany osadnictwa wiejskiego oraz konflikty między rozwojem budownictwa a intensywnym rolnictwem na obszarach urodzajnych gleb. Kolejne siedem dni (11—17 VI) seminarium wypełniły badania terenowe na Żuławach Wiślanych w granicach woj. elbląskiego oraz na obszarach leżących w zasięgu wpływu Aglomeracji Gdańska — Sopotu — Gdyni. W badaniach tych, prowadzonych pod kierunkiem prof. dr. hab. A. Stasiaka, z ramienia IGiPZ PAN brali ponadto udział dr dr M. Potrykowski i W. Stola.

W drodze na Żulawy zapoznano gości ze zróżnicowaniem przyrodniczym i społeczno-gospodarczym obszarów wzdłuż trasy Płock — Włocławek — Toruń — Malbork, a ponadto z wpływem zakładów petrochemicznych na zagospodarowanie przestrzenne rejonu Płocka. Goście odwiedzili Płockie Towarzystwo Naukowe i jako przykład zagospodarowania rekreacyjnego zwiedzili uzdrowsko Ciechocinek. Następnie w Toruniu doc. dr hab. J. Falkowski zapoznał uczestników seminarium z dorobkiem Zakładu Geografii Ekonomicznej Instytutu Geograficznego UMK w dziedzinie badań zagospodarowania przestrzennego, w tym głównie rolniczego woj. toruńskiego oraz z kierunkami rozwoju miasta Torunia.

Badania terenowe na Żuławach Elbląskich, zorganizowane przy wydatnej pomocy organizacyjnej i merytorycznej Wojewódzkiego Ośrodka Postępu Rolniczego (WOPR) w Starym Polu pozwoliły na zapoznanie się ze specyfiką warunków przyrodniczych, w tym głównie stosunków wodnych Żulaw, a także z przemianami i obecnym stanem ich zagospodarowania, w tym głównie rolniczego.

Zwiedzono trzy indywidualne gospodarstwa rolne o zbliżonej powierzchni (19—23 ha), ale o różnym kierunku rolniczego użytkowania ziemi i nastawieniu produkcyjnym oraz rolniczą spółdzielnię produkcyjną („Zwycięstwo” w Lichnowie), gospodarstwo rolne WOPR-u, gospodarstwo Technikum Rolniczego w Trampowie.

Pobyt w siedzibie WOPR-u umożliwił też zapoznanie się z pozaprodukcyjnymi funkcjami Ośrodka (naukowymi, popularyzatorskimi, szkoleniowymi itp.). Ponadto uczestników seminarium zapoznano w terenie ze skutkami powodzi z przełomu 1981 i 1982 r. na obszarze Wyspy Nowakowskiej oraz z przeprowadzanymi inwestycjami przeciwpowodziowymi.

Badania na terenach Aglomeracji Trójmiasta rozpoczęto wizytą w Biurze Regionalnym Komisji Planowania RM w Sopocie, w czasie której zapoznano uczestników ze stanem i kierunkami wielofunkcyjnego rozwoju Aglomeracji, przy uwzględnieniu potrzeb jej mieszkańców i roli w życiu społeczno-gospodarczym kraju.

Po zapoznaniu się w terenie z przestrzennym zagospodarowaniem Trójmiasta, przedmiotem badań były obszary wiejskie wzdłuż trasy Gdańsk — Kartusy — Stężyca — Wieżyca — Gdańsk, o funkcjach rolniczo-rekreacyjnych, będące pod względem struktury zatrudnienia ludności (dojazdy do pracy) i kierunków gospodarowania, przemian osadnictwa itp., pod wpływem Aglomeracji Trójmiasta.

W drodze powrotnej do Warszawy (przez Giżycko, Pultusk) uczestnicy zwiedzili skansen budownictwa regionalnego w Olsztynku.

Ostatnie trzy dni seminarium wypełniło zapoznanie gości z problematyką geograficzną podwarszawskich terenów rekreacyjnych (Zalew Zegrzyński, okolice Kamieńczyka) oraz wizyty w Komisji Planowania RM i w Zakładzie Geografii Osadnictwa i Ludności IGiPZ PAN.

Seminarium zakończyła dyskusja w Zakładzie Geografii Rolnictwa i Obszarów Wiejskich, w czasie której podsumowano przebieg seminarium oraz omówiono kierunki i formy dalszej dwustronnej współpracy.

Ustalono, że następne seminarium zorganizuje strona włoska w 1986 r. na terenach północnych Włoch (Trento).

Władysława Stola

SPIS TREŚCI

Szupryczyński J. — Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN 1953-1983 455

ARTYKUŁY I NOTATKI

| | |
|--|-----|
| Babiński Z. — Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły | 471 |
| Гидрологические последствия регуляции низовья Вислы | 485 |
| Hydromorphological consequences of the Vistula Lower regulation | 485 |
| Banach M. — Osady denne — wskaźnik hydrodynamiki zbiornika wrocławskiego | 487 |
| Донные отложения — показатель гидродинамики влоцлавского водохранилища | 495 |
| Bottom sediments — an indicator of hydrodynamics of the Wrocław reservoir | 496 |
| Grzeń M. — Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle | 499 |
| Проблема заторов и наводнении в нижнем течении реки Вислы | 523 |
| Ice jams and ice jam floods in the Lower Vistula | 524 |
| Banach M. — Geodynamika zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu | 527 |
| Геодинамика склона долины Вислы в г. Добжинь | 548 |
| Geodynamics of the Vistula valley slope near Dobrzyń | 550 |
| Wiśniewski E. — Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Plockiem w świetle datowań metodą radiowęglową | 553 |
| Заливная терраса Вислы между городами Вышогруд и Плоцк в свете датировки по радиоуглеродному методу | 559 |
| Age of the Vistula flood plain between Wyszogród and Plock in the light of radiocarbon datings | 559 |
| Andrzejewski L. — Niektóre zagadnienia kształtowania się systemu fluwialnego w późnym gólcjale i holocenie na podstawie wybranych odcinków dopływów dolnej Wisły | 561 |
| Некоторые вопросы формирования флювиальной системы в позднем ледниковом периоде о голоцене на основе выбранных участков в нижнем течении притоков низовья р. Вислы | 579 |
| Some issues on the formation of the fluvial system in the Late Glacial and Holocene on the basis of selected lower stretches of the Lower Vistula tributaries | 580 |
| Babiński Z., Koutaniemi L. — Rozwój procesów korytowych rzek Oulanki i Ivalo (Pn Finlandia) | 581 |
| Развитие русловых процессов рек Оулянки и Ивале | 597 |
| The development of fluvial processes of the Oulanka and Ivalo rivers (N Finland) | 598 |
| Drozdowski E., Fedorowicz S. — Nowe datowania termoluminescencyjne osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą | 599 |
| Новые термолуминесцентные датировки отложения Вистулиана на нижнем течении реки Вислы | 607 |
| New thermoluminescence dating of the Vistulian deposits on the Lower Vistula | 608 |

| | |
|--|-----|
| Wiśniewski E., Pietkiewicz A. — Stanowisko interglacjalnego eemskiego w Podlesnem kolo Braniewa | 611 |
| Следы межледниковой еемской эпохи в Подлеснем вблизи Бранева | 618 |
| Stand of the Ems Interglacial in Podlesne near Braniewo | 618 |
| Murawski T. — Oz Mąkowsko-Kamionka | 621 |
| Оз Монковарско — Каменка | 642 |
| Esker of Mąkowsko-Kamionka | 642 |
| Olszewski A., Szupryczyński J. — Tekstura współczesnych osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda (Spitsbergen) | 645 |
| Текстурные особенности моренных отложений маргинальной зоны ледника Вереншельда (Шпицберген) | 668 |
| Texture of recent morainic deposits of the terminal zone of the Werenskiöld Glacier (Spitsbergen) | 669 |
| Grześ M. — Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu | 671 |
| Активные слои многолетней мерзлоты на западных побережьях Шпицбергена | 690 |
| Characteristic of permafrost active layer on the western coast of Spitsbergen | 690 |
| Ruszkowska B. — Formy rzeźby plaży spowodowane działalnością lodu na Ziemi Oscara II (Pn-zach. Spitsbergen) | 693 |
| Формы рельефа пляжа вызванные льдом на Земле Оскара II (NW Шпицберген) | 700 |
| Beach relief forms created by ice of Oscar II Land (NW Spitsbergen) | 701 |

SPRAWOZDANIA

| | |
|---|-----|
| Drozdowski E. — Stratygrafia i chronologia zlodowacenia Würm w świetle sympozjum „Würm-stratigraphy 1983” | 703 |
| Стратиграфия и хронология оледенения вюрм в свете Симпозиума „Бюрм — Стратиграфин 1983” | 720 |
| Stratigraphy and chronology of the Würmian Glaciation in the light of symposium „Würm-stratigraphy 1983” | 721 |

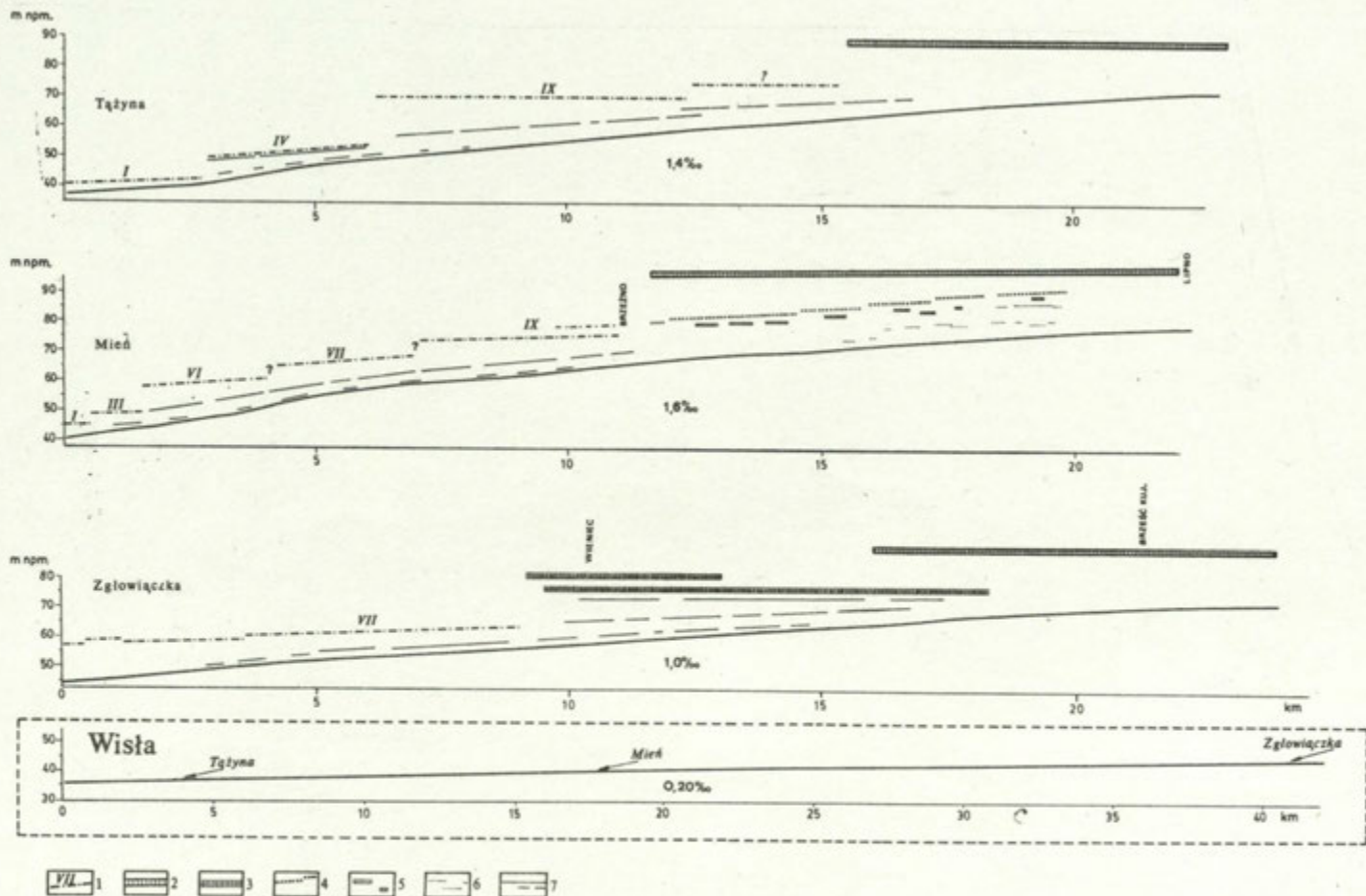
RECENZJE

| | |
|--|-----|
| Studies in Quaternary geomorphology. Proceedings of the 6th British-Polish Seminar sponsored by the Institute of British Geographers (<i>R. Galon</i>) | 723 |
| Kondratiew N. E., Popow I. W., Sniszczenko B. F. — Osnovy gidromorfologičeskoj teorii rusłogo processa (<i>Z. Babiński</i>) | 724 |
| Mapa odtoku podzemni vody CSSR 1:1 000 000 (<i>R. Glazik</i>) | 726 |
| Hoppe G. — Fjällens terrängformer (Landforms of the Swedish Mountains Area) (<i>M. Bogacki</i>) | 728 |

KRONIKA

| | |
|--|-----|
| Hildebert Isnard 1904—1983 (<i>J. Kostrowicki</i>) | 729 |
| Sprawozdania z posiedzeń Rady Naukowej IGiPZ PAN w dniach 22 III i 15 VI 1984 r. (<i>A. Gniadkowska</i>) | 732 |

| | |
|--|-----|
| Grupa Robocza Geomorfologii Równin Nadrzecznych i Nadmorskich MUG-Bangkok, 11—17 XII 1983 r. (<i>J. Szupryczyński</i>) | 732 |
| II Międzynarodowy Kongres Sztuki i Nauki Światowego Uniwersytetu pod auspicjami Światowej Akademii Nauk, sesje poświęcone badaniom regionalnym — Rotterdam, 4—15 VI 1984 r. (<i>M. Ciechocińska</i>) | 734 |
| IX seminarium uniwersyteckich geografów krajów socjalistycznych Europy — Hale, 11—16 VI 1984 r. (<i>W. Kusiński</i>) | 736 |
| Doroczny zjazd Association of American Geographers — Waszyngton, 22—25 IV 1984 r. (<i>M. Ciechocińska</i>) | 737 |
| III polsko-włoskie seminarium geograficzne — Warszawa-Toruń-Stare Pole-Gdańsk, 7—21 VI 1984 r. (<i>W. Stola</i>) | 741 |



Ryc. 9. Schemat podłużnych profili ujściowych odcinków badanych dolin na tle profilu podłużnego rzeki Wisły: 1 — terasy Wisły, 2 — poziomy wysoczyzny morenowej, 3 — poziomy obniżonej wysoczyzny morenowej w okolicy Wieńca, 4 — poziomy płynięcia wód roztopowych, 5 — kemy w rynnowej części Mienia, 6 — terasy kemowe w rynnowej części doliny Mienia, 7 — terasy w ujściowych odcinkach dolin, dopływów Wisły

Scheme of long profiles of junction stretches of the investigated valleys against the longitudinal profile of the Vistula river: 1 — Vistula terraces, 2 — morainic plateau level, 3 — lowered morainic plateau level near Wieńca, 4 — glacial water flow levels, 5 — kames in the gullied part of the Mień valley, 6 — kame terraces in the gullied part of the Mień valley, 7 — terraces in valley junction stretches of the Vistula tributaries

| | | |
|-----|----------------------------|-----|
| 121 | 1911-12 XII 1911 - 12 1912 | 121 |
| 122 | 1912-13 I 1912 - 12 1912 | 122 |
| 123 | 1913-14 I 1913 - 12 1913 | 123 |
| 124 | 1914-15 I 1914 - 12 1914 | 124 |
| 125 | 1915-16 I 1915 - 12 1915 | 125 |
| 126 | 1916-17 I 1916 - 12 1916 | 126 |
| 127 | 1917-18 I 1917 - 12 1917 | 127 |
| 128 | 1918-19 I 1918 - 12 1918 | 128 |
| 129 | 1919-20 I 1919 - 12 1919 | 129 |
| 130 | 1920-21 I 1920 - 12 1920 | 130 |
| 131 | 1921-22 I 1921 - 12 1921 | 131 |
| 132 | 1922-23 I 1922 - 12 1922 | 132 |
| 133 | 1923-24 I 1923 - 12 1923 | 133 |
| 134 | 1924-25 I 1924 - 12 1924 | 134 |
| 135 | 1925-26 I 1925 - 12 1925 | 135 |
| 136 | 1926-27 I 1926 - 12 1926 | 136 |
| 137 | 1927-28 I 1927 - 12 1927 | 137 |
| 138 | 1928-29 I 1928 - 12 1928 | 138 |
| 139 | 1929-30 I 1929 - 12 1929 | 139 |
| 140 | 1930-31 I 1930 - 12 1930 | 140 |
| 141 | 1931-32 I 1931 - 12 1931 | 141 |
| 142 | 1932-33 I 1932 - 12 1932 | 142 |
| 143 | 1933-34 I 1933 - 12 1933 | 143 |
| 144 | 1934-35 I 1934 - 12 1934 | 144 |
| 145 | 1935-36 I 1935 - 12 1935 | 145 |
| 146 | 1936-37 I 1936 - 12 1936 | 146 |
| 147 | 1937-38 I 1937 - 12 1937 | 147 |
| 148 | 1938-39 I 1938 - 12 1938 | 148 |
| 149 | 1939-40 I 1939 - 12 1939 | 149 |
| 150 | 1940-41 I 1940 - 12 1940 | 150 |
| 151 | 1941-42 I 1941 - 12 1941 | 151 |
| 152 | 1942-43 I 1942 - 12 1942 | 152 |
| 153 | 1943-44 I 1943 - 12 1943 | 153 |
| 154 | 1944-45 I 1944 - 12 1944 | 154 |
| 155 | 1945-46 I 1945 - 12 1945 | 155 |
| 156 | 1946-47 I 1946 - 12 1946 | 156 |
| 157 | 1947-48 I 1947 - 12 1947 | 157 |
| 158 | 1948-49 I 1948 - 12 1948 | 158 |
| 159 | 1949-50 I 1949 - 12 1949 | 159 |
| 160 | 1950-51 I 1950 - 12 1950 | 160 |
| 161 | 1951-52 I 1951 - 12 1951 | 161 |
| 162 | 1952-53 I 1952 - 12 1952 | 162 |
| 163 | 1953-54 I 1953 - 12 1953 | 163 |
| 164 | 1954-55 I 1954 - 12 1954 | 164 |
| 165 | 1955-56 I 1955 - 12 1955 | 165 |
| 166 | 1956-57 I 1956 - 12 1956 | 166 |
| 167 | 1957-58 I 1957 - 12 1957 | 167 |
| 168 | 1958-59 I 1958 - 12 1958 | 168 |
| 169 | 1959-60 I 1959 - 12 1959 | 169 |
| 170 | 1960-61 I 1960 - 12 1960 | 170 |
| 171 | 1961-62 I 1961 - 12 1961 | 171 |
| 172 | 1962-63 I 1962 - 12 1962 | 172 |
| 173 | 1963-64 I 1963 - 12 1963 | 173 |
| 174 | 1964-65 I 1964 - 12 1964 | 174 |
| 175 | 1965-66 I 1965 - 12 1965 | 175 |
| 176 | 1966-67 I 1966 - 12 1966 | 176 |
| 177 | 1967-68 I 1967 - 12 1967 | 177 |
| 178 | 1968-69 I 1968 - 12 1968 | 178 |
| 179 | 1969-70 I 1969 - 12 1969 | 179 |
| 180 | 1970-71 I 1970 - 12 1970 | 180 |
| 181 | 1971-72 I 1971 - 12 1971 | 181 |
| 182 | 1972-73 I 1972 - 12 1972 | 182 |
| 183 | 1973-74 I 1973 - 12 1973 | 183 |
| 184 | 1974-75 I 1974 - 12 1974 | 184 |
| 185 | 1975-76 I 1975 - 12 1975 | 185 |
| 186 | 1976-77 I 1976 - 12 1976 | 186 |
| 187 | 1977-78 I 1977 - 12 1977 | 187 |
| 188 | 1978-79 I 1978 - 12 1978 | 188 |
| 189 | 1979-80 I 1979 - 12 1979 | 189 |
| 190 | 1980-81 I 1980 - 12 1980 | 190 |
| 191 | 1981-82 I 1981 - 12 1981 | 191 |
| 192 | 1982-83 I 1982 - 12 1982 | 192 |
| 193 | 1983-84 I 1983 - 12 1983 | 193 |
| 194 | 1984-85 I 1984 - 12 1984 | 194 |
| 195 | 1985-86 I 1985 - 12 1985 | 195 |
| 196 | 1986-87 I 1986 - 12 1986 | 196 |
| 197 | 1987-88 I 1987 - 12 1987 | 197 |
| 198 | 1988-89 I 1988 - 12 1988 | 198 |
| 199 | 1989-90 I 1989 - 12 1989 | 199 |
| 200 | 1990-91 I 1990 - 12 1990 | 200 |
| 201 | 1991-92 I 1991 - 12 1991 | 201 |
| 202 | 1992-93 I 1992 - 12 1992 | 202 |
| 203 | 1993-94 I 1993 - 12 1993 | 203 |
| 204 | 1994-95 I 1994 - 12 1994 | 204 |
| 205 | 1995-96 I 1995 - 12 1995 | 205 |
| 206 | 1996-97 I 1996 - 12 1996 | 206 |
| 207 | 1997-98 I 1997 - 12 1997 | 207 |
| 208 | 1998-99 I 1998 - 12 1998 | 208 |
| 209 | 1999-00 I 1999 - 12 1999 | 209 |
| 210 | 2000-01 I 2000 - 12 2000 | 210 |
| 211 | 2001-02 I 2001 - 12 2001 | 211 |
| 212 | 2002-03 I 2002 - 12 2002 | 212 |
| 213 | 2003-04 I 2003 - 12 2003 | 213 |
| 214 | 2004-05 I 2004 - 12 2004 | 214 |
| 215 | 2005-06 I 2005 - 12 2005 | 215 |
| 216 | 2006-07 I 2006 - 12 2006 | 216 |
| 217 | 2007-08 I 2007 - 12 2007 | 217 |
| 218 | 2008-09 I 2008 - 12 2008 | 218 |
| 219 | 2009-10 I 2009 - 12 2009 | 219 |
| 220 | 2010-11 I 2010 - 12 2010 | 220 |
| 221 | 2011-12 I 2011 - 12 2011 | 221 |
| 222 | 2012-13 I 2012 - 12 2012 | 222 |
| 223 | 2013-14 I 2013 - 12 2013 | 223 |
| 224 | 2014-15 I 2014 - 12 2014 | 224 |
| 225 | 2015-16 I 2015 - 12 2015 | 225 |
| 226 | 2016-17 I 2016 - 12 2016 | 226 |
| 227 | 2017-18 I 2017 - 12 2017 | 227 |
| 228 | 2018-19 I 2018 - 12 2018 | 228 |
| 229 | 2019-20 I 2019 - 12 2019 | 229 |
| 230 | 2020-21 I 2020 - 12 2020 | 230 |
| 231 | 2021-22 I 2021 - 12 2021 | 231 |
| 232 | 2022-23 I 2022 - 12 2022 | 232 |
| 233 | 2023-24 I 2023 - 12 2023 | 233 |
| 234 | 2024-25 I 2024 - 12 2024 | 234 |
| 235 | 2025-26 I 2025 - 12 2025 | 235 |
| 236 | 2026-27 I 2026 - 12 2026 | 236 |
| 237 | 2027-28 I 2027 - 12 2027 | 237 |
| 238 | 2028-29 I 2028 - 12 2028 | 238 |
| 239 | 2029-30 I 2029 - 12 2029 | 239 |
| 240 | 2030-31 I 2030 - 12 2030 | 240 |
| 241 | 2031-32 I 2031 - 12 2031 | 241 |
| 242 | 2032-33 I 2032 - 12 2032 | 242 |
| 243 | 2033-34 I 2033 - 12 2033 | 243 |
| 244 | 2034-35 I 2034 - 12 2034 | 244 |
| 245 | 2035-36 I 2035 - 12 2035 | 245 |
| 246 | 2036-37 I 2036 - 12 2036 | 246 |
| 247 | 2037-38 I 2037 - 12 2037 | 247 |
| 248 | 2038-39 I 2038 - 12 2038 | 248 |
| 249 | 2039-40 I 2039 - 12 2039 | 249 |
| 250 | 2040-41 I 2040 - 12 2040 | 250 |

BRAWCZDZIA

| | | |
|-----|----------------------------|-----|
| 1 | 1911-12 XII 1911 - 12 1912 | 1 |
| 2 | 1912-13 I 1912 - 12 1912 | 2 |
| 3 | 1913-14 I 1913 - 12 1913 | 3 |
| 4 | 1914-15 I 1914 - 12 1914 | 4 |
| 5 | 1915-16 I 1915 - 12 1915 | 5 |
| 6 | 1916-17 I 1916 - 12 1916 | 6 |
| 7 | 1917-18 I 1917 - 12 1917 | 7 |
| 8 | 1918-19 I 1918 - 12 1918 | 8 |
| 9 | 1919-20 I 1919 - 12 1919 | 9 |
| 10 | 1920-21 I 1920 - 12 1920 | 10 |
| 11 | 1921-22 I 1921 - 12 1921 | 11 |
| 12 | 1922-23 I 1922 - 12 1922 | 12 |
| 13 | 1923-24 I 1923 - 12 1923 | 13 |
| 14 | 1924-25 I 1924 - 12 1924 | 14 |
| 15 | 1925-26 I 1925 - 12 1925 | 15 |
| 16 | 1926-27 I 1926 - 12 1926 | 16 |
| 17 | 1927-28 I 1927 - 12 1927 | 17 |
| 18 | 1928-29 I 1928 - 12 1928 | 18 |
| 19 | 1929-30 I 1929 - 12 1929 | 19 |
| 20 | 1930-31 I 1930 - 12 1930 | 20 |
| 21 | 1931-32 I 1931 - 12 1931 | 21 |
| 22 | 1932-33 I 1932 - 12 1932 | 22 |
| 23 | 1933-34 I 1933 - 12 1933 | 23 |
| 24 | 1934-35 I 1934 - 12 1934 | 24 |
| 25 | 1935-36 I 1935 - 12 1935 | 25 |
| 26 | 1936-37 I 1936 - 12 1936 | 26 |
| 27 | 1937-38 I 1937 - 12 1937 | 27 |
| 28 | 1938-39 I 1938 - 12 1938 | 28 |
| 29 | 1939-40 I 1939 - 12 1939 | 29 |
| 30 | 1940-41 I 1940 - 12 1940 | 30 |
| 31 | 1941-42 I 1941 - 12 1941 | 31 |
| 32 | 1942-43 I 1942 - 12 1942 | 32 |
| 33 | 1943-44 I 1943 - 12 1943 | 33 |
| 34 | 1944-45 I 1944 - 12 1944 | 34 |
| 35 | 1945-46 I 1945 - 12 1945 | 35 |
| 36 | 1946-47 I 1946 - 12 1946 | 36 |
| 37 | 1947-48 I 1947 - 12 1947 | 37 |
| 38 | 1948-49 I 1948 - 12 1948 | 38 |
| 39 | 1949-50 I 1949 - 12 1949 | 39 |
| 40 | 1950-51 I 1950 - 12 1950 | 40 |
| 41 | 1951-52 I 1951 - 12 1951 | 41 |
| 42 | 1952-53 I 1952 - 12 1952 | 42 |
| 43 | 1953-54 I 1953 - 12 1953 | 43 |
| 44 | 1954-55 I 1954 - 12 1954 | 44 |
| 45 | 1955-56 I 1955 - 12 1955 | 45 |
| 46 | 1956-57 I 1956 - 12 1956 | 46 |
| 47 | 1957-58 I 1957 - 12 1957 | 47 |
| 48 | 1958-59 I 1958 - 12 1958 | 48 |
| 49 | 1959-60 I 1959 - 12 1959 | 49 |
| 50 | 1960-61 I 1960 - 12 1960 | 50 |
| 51 | 1961-62 I 1961 - 12 1961 | 51 |
| 52 | 1962-63 I 1962 - 12 1962 | 52 |
| 53 | 1963-64 I 1963 - 12 1963 | 53 |
| 54 | 1964-65 I 1964 - 12 1964 | 54 |
| 55 | 1965-66 I 1965 - 12 1965 | 55 |
| 56 | 1966-67 I 1966 - 12 1966 | 56 |
| 57 | 1967-68 I 1967 - 12 1967 | 57 |
| 58 | 1968-69 I 1968 - 12 1968 | 58 |
| 59 | 1969-70 I 1969 - 12 1969 | 59 |
| 60 | 1970-71 I 1970 - 12 1970 | 60 |
| 61 | 1971-72 I 1971 - 12 1971 | 61 |
| 62 | 1972-73 I 1972 - 12 1972 | 62 |
| 63 | 1973-74 I 1973 - 12 1973 | 63 |
| 64 | 1974-75 I 1974 - 12 1974 | 64 |
| 65 | 1975-76 I 1975 - 12 1975 | 65 |
| 66 | 1976-77 I 1976 - 12 1976 | 66 |
| 67 | 1977-78 I 1977 - 12 1977 | 67 |
| 68 | 1978-79 I 1978 - 12 1978 | 68 |
| 69 | 1979-80 I 1979 - 12 1979 | 69 |
| 70 | 1980-81 I 1980 - 12 1980 | 70 |
| 71 | 1981-82 I 1981 - 12 1981 | 71 |
| 72 | 1982-83 I 1982 - 12 1982 | 72 |
| 73 | 1983-84 I 1983 - 12 1983 | 73 |
| 74 | 1984-85 I 1984 - 12 1984 | 74 |
| 75 | 1985-86 I 1985 - 12 1985 | 75 |
| 76 | 1986-87 I 1986 - 12 1986 | 76 |
| 77 | 1987-88 I 1987 - 12 1987 | 77 |
| 78 | 1988-89 I 1988 - 12 1988 | 78 |
| 79 | 1989-90 I 1989 - 12 1989 | 79 |
| 80 | 1990-91 I 1990 - 12 1990 | 80 |
| 81 | 1991-92 I 1991 - 12 1991 | 81 |
| 82 | 1992-93 I 1992 - 12 1992 | 82 |
| 83 | 1993-94 I 1993 - 12 1993 | 83 |
| 84 | 1994-95 I 1994 - 12 1994 | 84 |
| 85 | 1995-96 I 1995 - 12 1995 | 85 |
| 86 | 1996-97 I 1996 - 12 1996 | 86 |
| 87 | 1997-98 I 1997 - 12 1997 | 87 |
| 88 | 1998-99 I 1998 - 12 1998 | 88 |
| 89 | 1999-00 I 1999 - 12 1999 | 89 |
| 90 | 2000-01 I 2000 - 12 2000 | 90 |
| 91 | 2001-02 I 2001 - 12 2001 | 91 |
| 92 | 2002-03 I 2002 - 12 2002 | 92 |
| 93 | 2003-04 I 2003 - 12 2003 | 93 |
| 94 | 2004-05 I 2004 - 12 2004 | 94 |
| 95 | 2005-06 I 2005 - 12 2005 | 95 |
| 96 | 2006-07 I 2006 - 12 2006 | 96 |
| 97 | 2007-08 I 2007 - 12 2007 | 97 |
| 98 | 2008-09 I 2008 - 12 2008 | 98 |
| 99 | 2009-10 I 2009 - 12 2009 | 99 |
| 100 | 2010-11 I 2010 - 12 2010 | 100 |
| 101 | 2011-12 I 2011 - 12 2011 | 101 |
| 102 | 2012-13 I 2012 - 12 2012 | 102 |
| 103 | 2013-14 I 2013 - 12 2013 | 103 |
| 104 | 2014-15 I 2014 - 12 2014 | 104 |
| 105 | 2015-16 I 2015 - 12 2015 | 105 |
| 106 | | |

AUTORZY ZESZYTU

- Andrzejewski Leon, dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Babiński Zygmunt, dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Banach Mieczysław, dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Bogacki Mirosław, doc. dr, Instytut Nauk Fizycznogeograficznych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Ciechocińska Maria, doc. dr, Zakład Przestrzennego Zagospodarowania IGiPZ PAN, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Drozdowski Eugeniusz, doc. dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Fedorowicz Stanisław, mgr, Instytut Geografii Uniwersytetu Gdańskiego, 80—952 Gdańsk, Marchlewskiego 16a.
- Galon Rajmund, prof. dr, 87—100 Toruń, Kraszewskiego 22 m. 20.
- Głazik Ryszard, dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Gniadkowska Aneta, IGiPZ PAN, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Grześ Marek, dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Kostrowicki Jerzy, prof. dr, Dyrektor IGiPZ PAN, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Kusiński Witold, doc. dr, Zakład Geografii Ekonomicznej WGiSR UW, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Murawski Tadeusz, 87—100 Toruń, Krasieńskiego 61.
- Olszewski Antoni, dr, Instytut Geografii UMK, 87—100 Toruń, Fredry 8.
- Pietkiewicz Andrzej, dr, 14—510 Orneta, 1 Maja 62 m. 89.
- Ruszkowska Barbara, mgr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Stola Władysława, dr, Zakład Geografii Rolnictwa i Obszarów Wiejskich IGiPZ PAN, 00—927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.
- Szupryczyński Jan, prof. dr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87—100 Toruń, Kopernika 19.
- Wiśniewski Edward, doc. dr, Instytut Geografii UMK, 87—100 Toruń, Fredry 8.

Cena zł 140,—

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

Warunki prenumeraty

Cena prenumeraty:

półr. zł 320,— rocznie zł 640,—

Prenumeratę na kraj przyjmują i informacji udzielają urzędy pocztowe i doręczyciele na wsi oraz Oddziały RSW „Prasa-Książka-Ruch” w miastach.

Prenumeratę ze zleceniem wysyłki za granicę przyjmuje RSW „Prasa-Książka-Ruch”, Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw, ul. Towarowa 28, 00-958 Warszawa, konto NBP XV Oddział w Warszawie Nr 1153-201045-139-11. Wysyłka za granicę pocztą zwykłą jest droższa od prenumeraty krajowej o 50% dla zleceniodawców indywidualnych i o 100% dla zlecających instytucji i zakładów pracy.

Terminy przyjmowania prenumerat na kraj i za granicę:

— do dnia 10 listopada na I półrocze roku następnego i na cały rok następny,

— do dnia 1 czerwca na II półrocze roku bieżącego.

Bieżące i archiwalne numery można nabyć lub zamówić we Wzorcowni Ośrodka Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN, Pałac Kultury i Nauki, 00-901 Warszawa.

Subscription orders for all the magazines published in Poland available through the local press distributors or directly

through the

Foreign Trade Enterprise

ARS POLONA

00-068 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 7, Poland

Our bankers:

BANK HANDLOWY WARSZAWA S.A.

Indeks 37089

INSTITUT GEOGRAFICZNY
I PRZEKŁADNICTWA
POLSKIEJ AKADEMII NAUK
ZAMIAJĄCYM ZAGRODZIENIA
00-330 WARSZAWA
ul. Nowy Świat Nr 72