

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Z BADAŃ FIZYCZNO-  
GEOGRAFICZNYCH  
W TATRACH

POD REDAKCJĄ  
ADAMA KOTARBY



ROK 1993

ZESZYT 4-5

WARSZAWA

## WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN

- 1 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA - Antropoklimat Polski, Warszawa 1991, s. 64, zł 10 000,-
- 2 G. WĘCŁAWOWICZ - Zróżnicowania społeczno-przestrzenne w aglomeracji warszawskiej (1978 i 1988), Warszawa 1991, s. 47, zł 10 000,-
- 3 P. EBERHARDT - Rozmieszczenie i dynamika ludności wiejskiej w Europie środkowo-wschodniej w XX wieku, Warszawa 1991, s. 52, zł 10 000,-
- 4 L. STARKEL, B. OBREBSKA-STARKŁOWA - Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego, Warszawa 1991, s. 71, zł 30 000,-
- 5 K. BŁAŻEJCZYK, B. KRAWCZYK, J. SKOCZEK - Badania topoklimatyczne i mikroklimatyczne w różnych strefach klimatycznych, Warszawa 1992, s. 54, zł 10 000,-
- 6 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA - Uwagi o metodach badań klimatu miast.  
K. BŁAŻEJCZYK - Wpływ urbanizacji na lokalne warunki mikroklimatyczne,  
J. PIWOWARCZYK - Wpływ rzeźby terenu na bezpośrednie promieniowanie słoneczne w Zakopanem, Warszawa 1992, s. 47, zł 20 000,-
- 7 R. SZCZĘSNY - Produktowność ziemi w rolnictwie indywidualnym w Polsce. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany w latach 1938-1988,  
W. STOLA, R. SZCZĘSNY - Funkcje podstawowe gmin a typy rolnictwa indywidualnego, Warszawa 1992, s. 47, zł 20 000,-
- 8 K. BŁAŻEJCZYK - Bloklimatyczna analiza warunków pogodowych w Polsce, Warszawa 1992, s. 33, zł 20 000,-
- 9 B. GŁĘBOCKI - Organizacja przestrzenna rolnictwa indywidualnego w gminie Wolsztyn;  
W. TYSZKIEWICZ, K. ZELEŃSKY - Typy rolnictwa uspołecznionego Shwacji, Warszawa 1992, s. 64, zł 20 000,-
- 10 A. WERWICKI - Zatrudnienie w usługach wybranych krajów środkowoeuropejskich pod koniec nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego; Rozwój usług rynkowych w wybranych krajach środkowoeuropejskich w ostatniej dekadzie istnienia nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego, Warszawa 1992, s. 82, zł 20 000,-
- 11 S. MISZTAŁ - Przemiany strukturalne w przemyśle aglomeracji warszawskiej, Warszawa 1992, s. 58, zł 30 000,-
- 12 Z. BABIŃSKI - Stopień wodny Ciechocinek i Jego zbiornik Nieszawa - prognoza zmian środowiska geograficznego;  
P. GIERSZEWSKI - Denudacja chemiczna w zlewni Rudy, Warszawa 1993, s. 45, zł 30 000,-
- 13 A. GAWRYSZEWSKI - Struktura przestrzenna zatrudnienia i bezrobocia w Polsce, 1990-1992, Warszawa 1993, s. 65, zł 30 000,-
- 14 M. SOBCZYŃSKI - Trwałość dawnych granic państwowych w krajobrazie kulturowym Polski, Warszawa 1993, s. 100, zł 30 000,-
- 15 P. KORCELLI i inni - Program rozwoju Warszawy. Synteza, Warszawa 1993, s. 44, zł 30 000,-
- 16 T. GERLACI i inni - Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lasów w Hutniskach koło Brzozowa (1992), Warszawa 1993, s. 43, zł 30 000,-
- 17 R. SZCZĘSNY - Poziom produkcji towarowej rolnictwa indywidualnego w Polsce. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany w latach 1960-1988, Warszawa 1993, s. 55, zł 30 000,-
- 18 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, D. LIMANÓWKA, T. NIEDŹWIEDŹ, Z. USTRUNL, S. PACZOS - Charakterystyka termiczna Polski, Warszawa 1993, s. 73, zł 30 000,-
- 19 R. SZCZĘSNY - Zróżnicowanie produkcji rolnictwa polskiego w aspekcie gospodarki żywnościowej w 1990r., s. 67, zł 30,-
- 20 A. WOŚ - Regiony klimatyczne Polski w świetle częstotliwości występowania różnych typów pogody, s.94, zł 30,-

INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION  
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

Z BADAŃ FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH W TATRACH

BADANIA FIZYCZNOGEOGRAFICZNE  
W TATRACH  
EDYTOR ADAM KOTARBY  
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH  
W TATRACH

ADAM KOTARBY  
REDAKTOR



POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

---

---

PHYSICAL GEOGRAPHY STUDY  
IN THE TATRA MOUNTAINS

EDITED BY ADAM KOTARBA

YEAR 1993

FASC. 4-5

---

---

WARSZAWA

<http://rcin.org.pl>

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Z BADAŃ FIZYCZNO-  
GEOGRAFICZNYCH  
W TATRACH

POD REDAKCJĄ  
ADAMA KOTARBY



ROK 1993

ZESZYT 4-5

WARSZAWA

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

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

Maszynopis niniejszego numeru wpłynął do Redakcji 22 września 1993 r.

### Adres Komitetu:

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

Opracowanie redakcyjne:

Maria Mozolewska-Adamczyk



WARSZAWA  
1993

ROK 1993

## SPIS TREŚCI

Adam Kotarba - Przedmowa . . . . .	7
Maria Baumgart-Kotarba, Adam Kotarba - Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach . . . . .	9
Late Pleistocene and Holocene sediments of the Czarny Staw Gąsienicowy Lake in the Tatra Mountains (summary) . . . . .	30
Andrzej Obidowicz - Wahania górnej granicy lasu w późnym plejstocenie i holocenie w Tatrach . . . . .	31
Fluctuation of the forest limit in the Tatra Mountains during the last 12 000 years (summary) . . . . .	43
Maria Baumgart-Kotarba, Adam Kotarba, Przemysław Wachniew - Młodoholocenijskie osady jeziorne Morskiego Oka w Tatrach Wysokich oraz ich datowanie radioizotopami $^{210}\text{Pb}$ i $^{14}\text{C}$ . . . . .	45
Young Holocene lacustrine sediments of the Morskie Oko Lake in the High Tatra and their dating by use $^{210}\text{Pb}$ and $^{14}\text{C}$ radioisotopes (summary) . . . . .	61
Zofia Rączkowska - Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich . . . . .	63
Quantitative rates of nivation in the High Tatra Mountains (summary) . . . . .	81

WYTYCZNIK

Wytycznik do oceny i klasyfikacji  
wyników egzaminów z przedmiotu  
Historia i Geografia w klasach  
I i II liceum ogólnokształcącego

WSTĘP

Wytycznik ten służy do oceny i klasyfikacji  
wyników egzaminów z przedmiotu  
Historia i Geografia w klasach  
I i II liceum ogólnokształcącego.  
Wytycznik ten jest zgodny z  
wymaganiami określonymi w  
Planie Nauczania i wychowania  
w liceum ogólnokształcącym.  
Wytycznik ten jest zgodny z  
wymaganiami określonymi w  
Planie Nauczania i wychowania  
w liceum ogólnokształcącym.  
Wytycznik ten jest zgodny z  
wymaganiami określonymi w  
Planie Nauczania i wychowania  
w liceum ogólnokształcącym.

Warszawa, 1998 r.



## PRZEDMOWA

Prezentowany tom w Dokumentacji Geograficznej zawiera wyniki badań wykonanych w Tatrach w ostatnich kilku latach. Badania były realizowane w ramach programu naukowego Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie, częściowo przy współpracy specjalistów z zakresu fizyki jądrowej (P. Wachniew) i paleobotaniki (A. Obidowicz).

Pierwsza część dotyczy zagadnień związanych z przemianami środowiska geograficznego Tatr w okresie późnego plejstocenu i w holocenie. Prace są oparte na analizie osadów jeziornych Czarnego Stawu Gąsienicowego i Morskiego Oka oraz przepływowego zbiornika wytopiskowego na przedpolu moreny Morskiego Oka (Żabie Oko). Początkowo prace te były wykonane w ramach programu CPBP. 03.13. pt. *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, kierowanego przez Prof. dr hab. Leszka Starkła, a następnie po utworzeniu systemu grantów, w programie badawczym nr 6-0253-91-01 pt. *Ewolucja środowiska naturalnego Tatr w świetle analizy osadów limnicznych*.

Tom zawiera także pracę Z. Rączkowskiej na temat współczesnej ewolucji rzeźby Tatr. Była ona realizowana w Stacji Badawczej IGiPZ PAN na Hali Gąsienicowej. Terenowy eksperyment geomorfologiczny na stokach gruzowych w otoczeniu Hali Gąsienicowej został rozszerzony o badania mało poznanych procesów niwacyjnych.

Szczególne podziękowania autorzy kierują do Pani mgr Marii Klimkowej za wykonanie większości rycin oraz do Pana Profesora Mieczysława Pazdura za wykonanie datowań radiowęglowych z niewielkich prób osadów jeziornych narażających znaczne trudności techniczne.

*Adam Kotarba*

1. WSTĘP

W niniejszym raporcie przedstawiono wyniki badań i analizy przeprowadzonej w ramach projektu badawczego. Celem głównym było zbadanie wpływu różnych czynników na procesy zachodzące w badanym systemie. Wyniki te mają służyć jako podstawa do dalszych badań i zastosowań praktycznych.

W ramach projektu przeprowadzono szereg eksperymentów i pomiarów, które pozwoliły na zebranie istotnych danych. Wyniki te zostały następnie przeanalizowane za pomocą odpowiednich narzędzi i metod statystycznych. Dzięki temu udało się ustalić zależności między poszczególnymi zmiennymi oraz wyznaczyć wartości graniczne dla poszczególnych parametrów.

Ważnym elementem badania było również przeprowadzenie analizy jakościowej, która pozwoliła na zidentyfikowanie kluczowych obszarów wymagających dalszej uwagi. Wyniki te zostały przedstawione w formie tabelarycznej, co ułatwiło ich interpretację i porównanie z innymi badanymi przypadkami.

Podsumowując, badania te dostarczyły cenne informacje na temat funkcjonowania badanego systemu. Wyniki te mogą być wykorzystane do optymalizacji procesów i zwiększenia efektywności działania. Dalsze badania powinny skupić się na potwierdzeniu otrzymanych wyników oraz na poszukiwaniu nowych rozwiązań w tym obszarze.

Strona 1 z 1

MARIA BAUMGART-KOTARBA  
ADAM KOTARBA

## PÓŻNOGLACJALNE I HOLOCENŃSKIE OSADY Z CZARNEGO STAWU GĄSIENICOWEGO W TATRACH

### WSTĘP

Osady jeziorne utworzone po ustąpieniu lodowców ostatniego zlodowacenia pozwalają rekonstruować przemiany środowiska naturalnego Tatr Wysokich w okresie ostatnich 12-13 tys. lat. Ich miąższość na ogół nie przekracza 3 m. Zróżnicowanie granulometryczne, sedymentologiczne oraz analiza palinologiczna pozwalają rekonstruować zmiany, które miały miejsce w najbliższym otoczeniu jezior, zwłaszcza cyrkowych, gdzie charakter sedymentacji zależy bezpośrednio od dynamiki procesów zachodzących na otaczających stokach skalnych i piargowych. Potwierdzają to dotychczas opublikowane rezultaty badań wykonywanych w Tatrach Wysokich (m.in. Wicik 1984; Baumgart-Kotarba i in. 1990).

Przedmiotem niniejszej pracy są osady jeziorne Czarnego Stawu Gąsienicowego. Wcześniej były one badane przez zespół geografów warszawskich (Kondracki 1984, Wicik 1984, Więckowski 1984). Ponowne zainteresowanie tymi osadami stało się możliwe dzięki współpracy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie z Instytutem Geografii Fizycznej Uniwersytetu w Uppsali. Wspólnie pobrane rdzenie osadów w latach 1988 i 1989 są analizowane w niniejszej publikacji. Analizę palinologiczną i rekonstrukcję wahań górnej granicy lasu w Tatrach wykonał dr A. Obidowicz wykorzystując materiał z jednego rdzenia (S3). Wyniki tej pracy są zamieszczone w niniejszym tomie w osobnym artykule. Celem tego opracowania jest analiza osadów Czarnego Stawu Gąsienicowego jako miary dynamiki środowiska wysokogórskiego u schyłku ostatniego zlodowacenia i w holocenie.

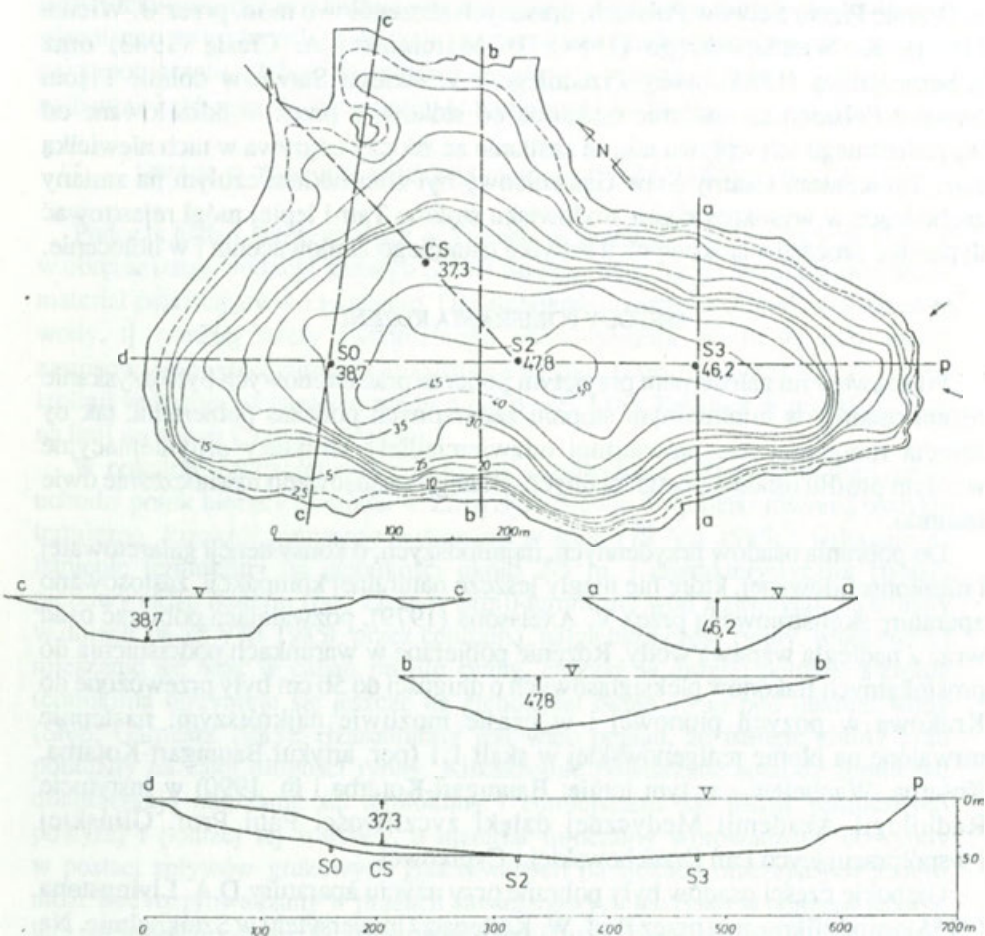
### CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA OTOCZENIA CZARNEGO STAWU GĄSIENICOWEGO

Misa Czarnego Stawu Gąsienicowego stanowi przegłębienie glacialne, zamknięte rygłem skalnym, położone ponad współczesną granicą lasu. Z trzech stron misa jest otoczona stokami gruzowymi lub morenowymi, ponad którymi wznoszą się stoki skalne oraz urwiste ściany skalne. Różnice wysokości względnych pomiędzy zwierciadłem wody a otaczającymi grzbietami górskimi osiągają od około 500 m do 670 m. Zachodnie obrzeżenie jeziora stanowią strome

stoki piargowe, usypiskowe, obrywowe i aluwialne (szlaki spływów gruzowych), mające kontynuację pod zwierciadłem wody i decydujące o morfologii lewego zbocza misy jeziornej. Ponad nimi wznosi się system ścian skalnych Kościelca i Małego Kościelca, przegrodzonych strukturalnymi półkami utworzonymi na powierzchni ciosu pokładowego. Żleby skalne rozczłonkujące stoki zasilają piargi świeżym gruzem pochodzącym z odpadania. Procesy na stokach wywierały wpływ na charakter sedymentacji limnicznej podczas późnego glacjału oraz całego holocenu. Łagodniejsze są stoki wschodnie. Skalne, skalno-gruzowe i gruzowe stoki Żółtej Turni są oddzielone od misy jeziora słabo wykształconym systemem moren bocznych. Moreny te częściowo spoczywają na skalnym podłożu otulając spłaszczone barki żłobu lodowcowego. W okresie postglacialnym moreny te izolowały staw od bezpośredniej działalności procesów stokowych. Jedynie w części południowej system żlebow spód Żółtej Przełęczy, a w części północno-wschodniej główny żleb spód Żółtej Turni, mogły zasilać jezioro w czasie największych zdarzeń o charakterze katastrofalnym. Dlatego dostawa osadów do stawu odbywała się głównie ze zboczy Kościelca i Przełęczy Karb oraz od południa spod Granatów. Stały dopływ wody do jeziora istnieje przy południowym brzegu. Potok ze Zmarzłego Stawu formuje jedyny, niewielki stożek napływowy. Wyżej położone kotły Doliny Koziej i Zmarzłego Stawu są oddzielone od misy Czarnego Stawu systemem wygładzonych i rozciętych progów skalnych i po wytopieniu się lodowców nie miały wpływu na procesy sedymentacyjne w badanym jeziorze.

Misa Czarnego Stawu ma kształt wydłużonej rynny o największej głębokości w części centralnej. Rynna spłyca się w części północnej, dystalnej (ryc. 1). Asymetrię profilu podłużnego misy tłumaczy M. Klimaszewski (1988) większą egzaracyjną pracą mas lodowych bezpośrednio u podnóża progu spód Zmarzłego Stawu. Ten sam autor przyjmuje, że znajdująca się w części północno-wschodniej wyspa stanowi skalny garb mutonowy. Według M. Klimaszewskiego (1988) „misa sięgała nieco dalej w kierunku południowo-wschodnim, gdyż przyległą część zajmuje stożek-delta, usypany po cofnięciu się lodowca do kotła Zmarzłego Stawu i Koziej Dolinki” (s. 340). Z tym ostatnim poglądem można dyskutować. Wydaje się, że utwory tworzące system stożków poniżej najniższego progu skalnego poprzecznie przecinającego dolinę ponad Czarnym Stawem Gąsienicowym, pochodzą ze stoków Żółtej Turni. Są to prawdopodobnie przemyte dolne części stożków, a poziom jeziora nie był nigdy wyższy niż obecnie, gdyż potok z Czarnego Stawu Gąsienicowego wypływa rozcięciem ogładzonym przez lodowiec.

W okresie holoceniowym znaczny udział w zasilaniu stawu miały intensywne zmywy powierzchniowe oraz spływy gruzowe. Istnieją liczne generacje reliktowych szlaków spływów gruzowych uchodzących do jeziora u południowego i zachodniego brzegu misy. Transekty poprowadzone wokół stawu równoległe do linii brzegowej wykazały, że stoki gruzowe aluwialne uformowane przez spływy gruzowe zajmują około 380 m długości. Natomiast na długości około 500 m brzegi



Ryc. 1. Plan batymetryczny i przekroje misy Czarnego Stawu Gąsienicowego  
oraz lokalizacja wierceń  
Bathymetry, cross sections and location of coring points of Lake Czarny Staw Gąsienicowy

jeziora są zbudowane ze stoków gruzowych grawitacyjnych i usypiskowo-obrywowych. Morfodynamicznie mało aktywne lub wręcz nieaktywne brzegi, uformowane przez blokowiska morenowe spoczywające na podłożu skalnym zajmują długość około 950 m. Przybliżona całkowita długość linii brzegowej stawu wynosi około 1850 m. Oznacza to, że bezpośrednie zasilanie stawu w substancję mineralną może zachodzić prawie z połowy długości linii brzegowej.

Przedstawione powyżej cechy geomorfologiczne, a szczególnie znaczna energia rzeźby stoków bezpośrednio otaczających staw skłaniają do refleksji, że osady tego jeziora muszą różnić się sedimentologicznie od osadów Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich, opisanych szczegółowo m.in. przez B. Wicika (1984), K. Więckowskiego (1984), B. Marciniak i A. Cieślę (1983) oraz K. Seroczyńską (1984). Misy Przedniego i Wielkiego Stawu w dolinie Pięciu Stawów Polskich są znacznie oddalone od stoków, a przez to odizolowane od bezpośredniego ich wpływu tak, że zasilanie ze zboczy odgrywa w nich niewielką rolę. Tymczasem Czarny Staw Gąsienicowy był zbiornikiem czułym na zmiany zachodzące w wysokogórskim środowisku stoków Tatr i lepiej mógł rejestrować dynamikę procesów stokowych u schyłku ostatniego zlodowacenia i w holocenie.

#### METODY POBIERANIA RDZENI

Podstawowym założeniem przyjętym podczas prac terenowych było uzyskanie rdzeni osadów w minimalnym stopniu zaburzonych podczas pobierania, tak by zdjęcia rentgenowskie najwierniej odzwierciedlały struktury sedimentacyjne w całym profilu osadów postglacjalnych. Dlatego zastosowano równocześnie dwie techniki.

Do pobrania osadów przydennych, najmłodszych, o konsystencji galaretowatej i nieskonsolidowanej, które nie uległy jeszcze naturalnej kompaktacji, zastosowano aparaturę skonstruowaną przez V. Axelssona (1979), pozwalającą pobierać osad wraz z nadległą warstwą wody. Rdzenie pobierane w warunkach podciśnienia do prostokątnych flakonów pleksiglasowych o długości do 50 cm były przewożone do Krakowa w pozycji pionowej i w czasie możliwie najkrótszym; następnie utrwalone na błonie rentgenowskiej w skali 1:1 (por. artykuł Baumgart-Kotarba, Kotarba, Wachniew - w tym tomie; Baumgart-Kotarba i in. 1990) w Instytucie Radiologii Akademii Medycznej dzięki życzliwości Pani Prof. Glińskiej i współpracujących Pań Orzechowskiej i Cypikowej.

Głębokie części osadów były pobrane przy użyciu aparatury D.A. Livingstona (1955) zmodyfikowanej przez Prof. W. Karlena z Uniwersytetu w Sztokholmie. Na tę aparaturę składają się rury PCV o średnicy 7,5 cm. Długość rur może wynosić nawet 6 m i wtedy pobierane są rdzenie bez żadnych przerw. Rury PCV są opuszczone na dno jeziora na stalowych linkach. Utrzymują one rurę w pozycji pionowej, a równocześnie pozwalają kontrolować położenie gumowego tłoka umieszczonego w jej wnętrzu. W miarę zagłębienia rury w osadzie za pomocą ołowianego ciężarka działającego jak kafar, i przemieszczającego się na metalowym przecie połączonym z tłokiem, rura napełnia się osadem, a w końcowej fazie tłok stwarza warunki

podciśnienia, pozwalające zachować strukturę osadu nasyconego wodą. Po wyjęciu rury napełnionej osadem następuje jej zabezpieczenie taśmą izolacyjną. Tak zabezpieczone rury są przewożone w położeniu horyzontalnym bez obawy zaburzenia struktur sedymentacyjnych, a następnie odfotografowane na błonie rentgenowskiej. Jednak podczas zabezpieczania rur zawsze następuje wypłynięcie części najmłodszego, nieskonsolidowanego osadu. Dlatego tylko zastosowanie równocześnie obydwu aparatów: Axelssona i Livingstona, gwarantuje uzyskanie pełnej sekwencji osadów łącznie z najmłodszymi. Dokładne skorelowanie obydwu rdzeni nasuwa trudności, ze względu na przypuszczalną kompakcję mającą miejsce przy pobieraniu głębokich rdzeni. Zestaw Axelssona pozwala pobrać osad najbardziej zbliżony do stanu osadu naturalnego w jeziorze.

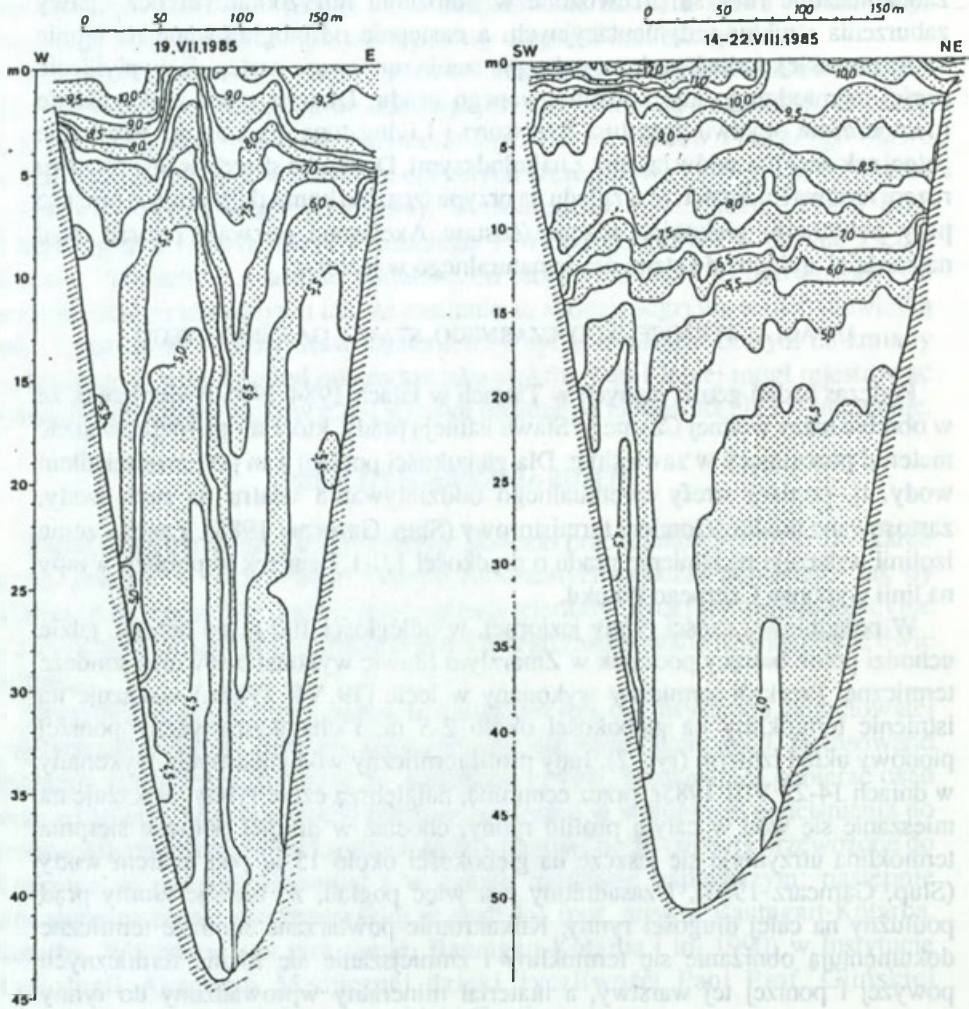
#### UWAGI O TERMICE WÓD CZARNEGO STAWU GĄSIENICOWEGO

Podczas badań geofizycznych w Tatrach w latach 1984-1985 stwierdzono, że w obrębie masy wodnej Czarnego Stawu istnieją prądy, które mogą rozprzodzać materiał pozostający w zawieszynie. Dla głębokości poniżej 1 m pod zwierciadłem wody, tj. poniżej strefy ewentualnego oddziaływania wiatru na ruch wody, zastosowano prędkościomierz termistorowy (Słup, Gamcarz 1985). Zagęszczenie izolacji wskazuje na istnienie prądu o prędkości 1,0-1,7 cm/sek w pobliżu wyspy na linii wypływu Czarnego Potoku.

W południowej części rynny jeziornej, w odległości 100 m od brzegu, gdzie uchodzi potok biorący początek w Zmarzłym Stawie wykonano również sondaż termiczny. Przekrój termiczny wykonany w lecie (19 VII 1985r.) wskazuje na istnienie termokliny na głębokości około 2-5 m, i charakterystyczny poniżej pionowy układ izoterm (ryc. 2). Inny profil termiczny wód jeziornych, wykonany w dniach 14-22 VIII 1985r. przez centralną, najgłębszą część rynny, wskazuje na mieszanie się wód w całym profilu rynny, chociaż w drugiej połowie sierpnia termoklina utrzymuje się jeszcze na głębokości około 15 m pod lustrem wody (Słup, Gamcarz 1985). Uzasadniony jest więc pogląd, że istnieje zimny prąd podłużny na całej długości rynny. Kilkakrotnie powtarzane sondáže termiczne dokumentują obniżanie się termokliny i zmniejszanie się różnic termicznych powyżej i poniżej tej warstwy, a materiał mineralny wprowadzony do rynny w postaci splywów gruzowych generowanych na stokach otaczających jezioro może być rozprzodczany w prądach zawieszinowych nie tylko w poprzek jeziora, lecz także wzdłuż rynny. Dlatego należy oczekiwać warstw mineralnych na całym dnie wzdłuż osi jeziora świadczących o kolejnych fazach aluwacji na stokach.

#### GEOCHEMIA OSADÓW

Wstępna charakterystyka geochemiczna osadów Czarnego Stawu Gąsienicowego została wykonana na próbach pobranych z rdzenia S3 zlokalizowanego w południowo-wschodniej części rynny na głębokości 46,15 m. Przeanalizowano 22 próby zarówno z osadów holocenijskich (12 prób), jak



Ryc. 2. Przekroje termiczne inisy Czarnego Stawu Gąsienicowego w lipcu i sierpniu 1985 r.  
(w °C), (wg Slup i Garncarz 1985)

Thermal cross sections from Lake Czarny Staw Gąsienicowy taken in July and August 1985  
(from Slup and Garncarz 1985)



i późnoglacialnych (10 prób). Określono procentowy udział żelaza, magnezu, potasu, wapnia i aluminium oraz koncentrację wybranych pierwiastków śladowych (kadmu, miedzi, niklu, manganu, cynku i ołowiu). Analizy zostały wykonane w laboratorium Instytutu Ochrony Przyrody PAN w Krakowie przez mgra Ciszewskiego. Uzyskane wyniki pokazują, że:

1. Zróżnicowanie geochemiczne w obrębie bez mała 2,5 metrowej miąższości osadów jest niewielkie. Wyraża się ono zarówno w wartościach skrajnych, jak i średnich (tab. 1 i 2).

2. Osady późnoglacialne, starsze niż  $9620 \pm 135$  (Ua 1445) charakteryzują się wyższymi udziałami Fe, Mg, K, Ca (średnia 0,83-2,48%) niż osady holoceniowe, których średnie mieszczą się w przedziale 0,67-1,81%.

3. Koncentracja pierwiastków śladowych (Ni, Mn, Pb) w utworach późnoglacialnych jest wyższa (średnia 13,73-388,6 ppm) niż w osadach holoceniowych (średnie 9,96-325,31 ppm). Odwrotna tendencja została stwierdzona dla Cd i Cu, co oznacza, że zawartość tych pierwiastków w utworach starszych jest nieco niższa niż w utworach młodszych.

4. Stosunkowo wyraźna różnica w koncentracji Mn w serii późnoglacialnej (średnia 388,6) w stosunku do serii holoceniowej (średnia 325,31) w Czarnym Stawie Gąsienicowym potwierdza pogląd szeregu autorów, że istnieje możliwość sorpcji manganu przez minerały ilaste, których udział jest większy w utworach starszych (Marciniak, Cieśla 1983; Wilson 1980).

5. Podwyższona zawartość Cu w serii holoceniowej (średnia 16,76) w stosunku do serii późnoglacialnej (średnia 15,24) w Czarnym Stawie Gąsienicowym, może potwierdzać pogląd B. Marciniak i A. Cieśli (1983), że obecność tego pierwiastka jest wskaźnikiem warunków fizykochemicznych i biologicznych sprzyjających zwiększonym stężeniom jonów siarczkowych, co pośrednio wskazuje na obecność bujniejszego życia biologicznego w zbiorniku jeziornym w okresie holoceniowym i w konsekwencji wyższą zawartość substancji organicznej.

6. Generalnie stwierdza się, że koncentracja wybranych pierwiastków śladowych w Czarnym Stawie Gąsienicowym jest mniejsza niż w osadach Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Marciniak, Cieśla 1983). Natomiast zróżnicowanie geochemiczne tych pierwiastków w serii późnoglacialnej i holoceniowej w Przednim Stawie jest wyraźniejsze niż w Czarnym Stawie Gąsienicowym. Niewątpliwie wiąże się to z innym charakterem sedymentacji w obu jeziorach. Czarny Staw Gąsienicowy miał znaczną, chociaż zróżnicowaną w czasie dostawę substancji mineralnych również podczas holocenu.

7. Zawartość metali alkalicznych (K, Ca) oraz żelaza i magnezu określone w procentach wagowych w 22 próbach z Czarnego Stawu Gąsienicowego jest wyrównana i nie podlega znacznym zmianom zarówno w części holoceniowej, jak i późnoglacialnej, chociaż w serii późnoglacialnej zawartość tych pierwiastków jest podwyższona. Maksymalne wartości Al, Fe, Mg i K występują w późnoglacialnej części rdzenia (głębokość 192-198 cm), w której występowały w podwyższonej ilości następujące minerały: illit/biotyt (nierozdzielone), kwarc,

montmorylonit i chloryt. W składzie granulometrycznym dominowała frakcja poniżej 0,01 mm (50–60%).

Tabela 1

Koncentracja wybranych pierwiastków śladowych (w ppm) w późnoglacialnej i holocenijskiej części osadów jeziornych Czarnego Stawu Gąsienicowego (wartości skrajne i średnie) oraz ich porównanie z wartościami określonymi dla Przedniego Stawu (Marciniak, Cieśla 1983) i standardami europejskimi dla naturalnych osadów jeziornych z okresu przedindustrialnego (Hakanson 1980)

Wyszczególnienie	Cd	Cu	Ni	Mn	Zn	Pb
Czarny Staw: holocen	0.8-1.1	9.7-28.0	8.3-12.8	234.5-403.0	40.0-96.2	17.0-44.0
	0.9	16.76	9.96	325.31	73.82	32.97
późny glacjał	0.8-1.0	9.2-24.8	10.0-19.8	307.0-437.5	68.7-90.2	31.6-57.1
Przedni Staw: holocen	-	20-110	12-28	95-540	-	11-72
	-	42	18	240	-	34
późny glacjał	-	17-110	14-54	380-920	-	35-230
		37	25	640		110
Standard europejski	0.58	29	50	860	111	35

Tabela 2

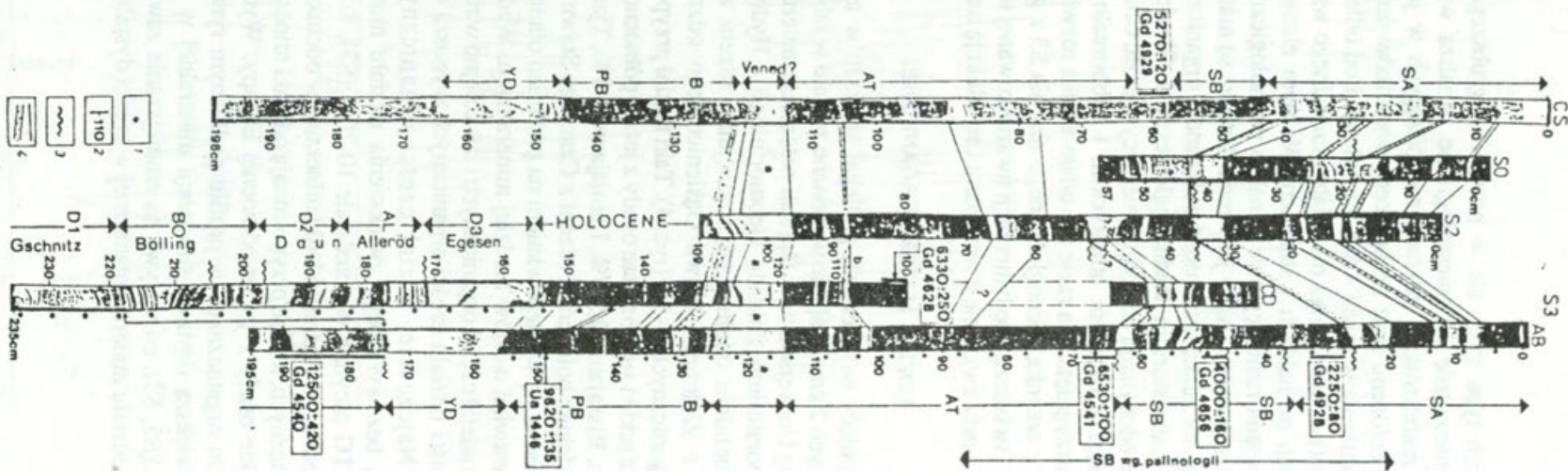
Procentowy udział żelaza, manganu, potasu, wapnia i aluminium w późnoglacialnej i holocenijskiej części osadów jeziornych Czarnego Stawu Gąsienicowego (wartości skrajne i średnie)

Wyszczególnienie	Fe	Mg	K	Ca	Al
Holocen	0.94-2.12	0.31-0.79	0.72-1.95	0.38-1.04	1.82-4.85
	1.81	0.61	1.32	0.67	3.64
Późny glacjał	2.17-2.67	0.90-1.04	1.50-2.43	0.66-1.03	4.56-6.00
	2.48	0.95	2.05	0.83	4.95

## MATERIAL RDZENI

W latach 1988-1989 pobrano z dna Czarnego Stawu Gąsienicowego cztery rdzenie metodą Livingstona i trzy płytkie metodą Axelssona. Rdzenie S3 o długości 235 cm i CS o długości 198 cm mają zarówno część dolną, mineralną, późnoglacialną z udziałem 1-5% części organicznych, jak i dłuższą górną, bardziej organiczną, holocenijską, brunatno-czarną z zawartością 10-30% materii organicznej. Rdzenie S2 i SO są krótsze i liczą 109 i 57 cm (ryc. 3). Lokalizację czterech rdzeni w misie Czarnego Stawu Gąsienicowego przedstawia rycina 1. Rdzenie krótsze były przedmiotem innych prac (Baumgart-Kotarba i in. 1990; Bąk 1992). Rdzenie S3 i S2 pochodzą z osi rynny, a więc z głębokości 46-50 m, natomiast rdzenie SO i CS z dolnej części skłonu misy, z części dystalnej jeziora z głębokości 38,7 i 37,3 m.

Przedmiotem analizy są prześwietlenia RTG (odbitki fotograficzne), udział materii organicznej (co 2 cm) i granulometria wybranych poziomów. Prześwietlenia RTG nie tylko ujawniają wkładki i przewarstwienia bardziej



Ryc. 3. Obraz rentgenowski zestawionych głębokich rdzeni z Czarnego Stawu Gąsienicowego z interpretacją wieku osadów na podstawie datowań radiowęglowych i analizy palinologicznej

1 - lokalizacja prób palinologicznych, 2 - głębokość poniżej współczesnego dna jeziora, 3 - powierzchnia erozyjna, 4 - korelacje poziomów.

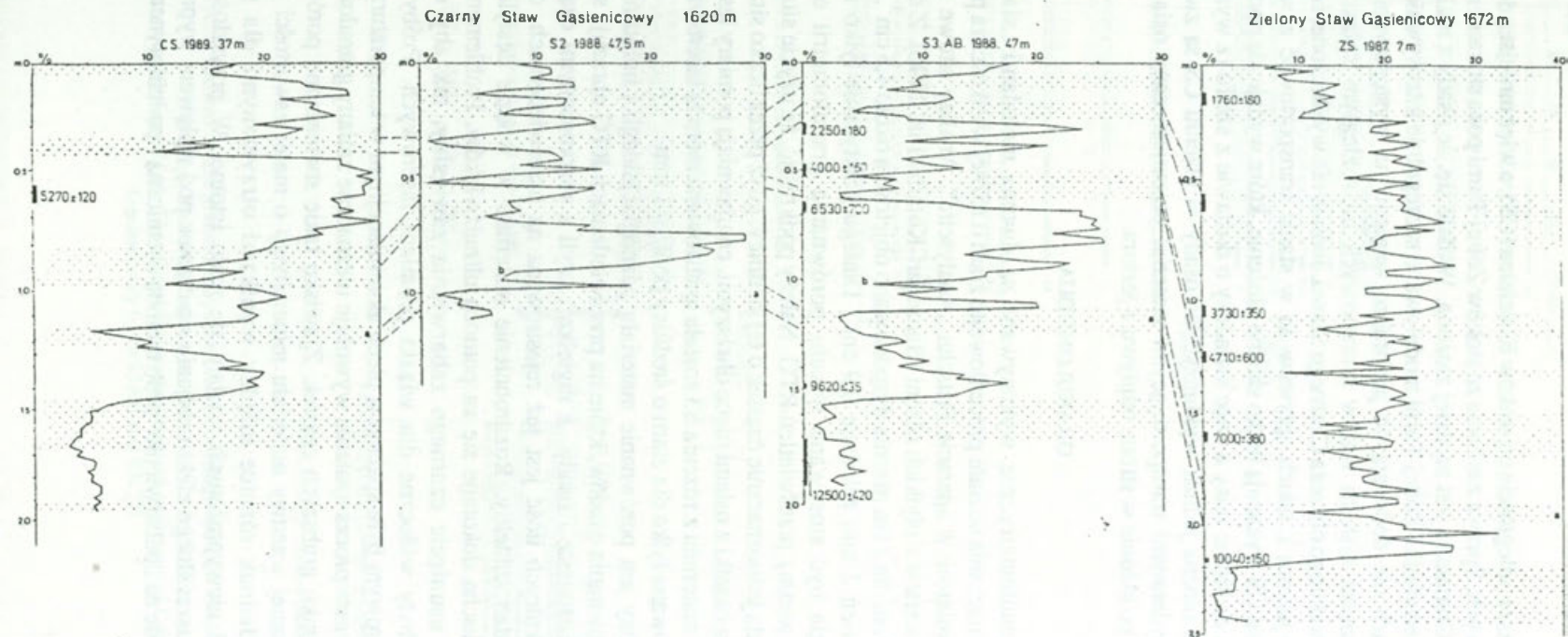
Correlations of X-radiographs for sediment cores from Lake Czarny Staw Gąsienicowy and their stratigraphical interpretation:

1 - location of palynological samples, 2 - depth below present lake bottom, 3 - erosional surface, 4 - correlations of main minerogenic units.

mineralne w osadach typu gytii, ale w przypadku grubszego materiału cechy litologiczne i zróżnicowanie sedymentologiczne. Analiza wszystkich czterech rdzeni umożliwia rekonstrukcję zdarzeń zachodzących w jeziorze w okresie późnego glaciału i holocenu oraz próbę oceny warunków sedymentacji i erozji w zależności od położenia w misie - dno lub skłony, i od odległości od brzegów zapewniających dostawę wody oraz materiału mineralnego wskutek działalności procesów stokowych na hałdach i stożkach. Ważnym elementem w ustalaniu stratygrafii są datowania radiowęglowe i analiza palinologiczna wykonana przez A. Obidowicza (w tym tomie). Osady jeziorne z Tatr nie są materiałem łatwym do datowania z uwagi na niską zawartość substancji organicznej. Szeregu prób dostarczonych do Laboratorium Radiowęglowego w Gliwicach nie udało się datować. Zbyt duże odchylenia powodują nieprecyzyjność oznaczeń i dlatego np. sprawa granicy między okresem atlantyckim i subborealnym nie może być jednoznacznie rozstrzygnięta. Na razie nie udało się też rozwiązać problemu czy osady laminowane z odcinka późnoglacialnego rdzenia S3 z głębokości 172-220 cm w rdzeniu S3CD świadczą o sedymentacji uwarunkowanej topnieniem lodowca (warwy), czy są to osady związane z roztopami i soliflukcją na stokach.

#### UDZIAŁ MATERII ORGANICZNEJ

Materiał występujący w rdzeniach podlegał spalaniu w temperaturze 550°C w próbach z kolejnych 2 cm. Spalanie wykonane zostało w laboratorium Instytutu Geografii Fizycznej Uniwersytetu w Uppsali natomiast materiał z płytkich rdzeni spalany był w laboratorium Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie. Generalnie odcinki późnoglacialne rdzeni z Czarnego Stawu Gąsienicowego i z Zielonego Stawu Gąsienicowego odznaczają się małym udziałem części organicznych, 1-5% (ryc. 4). Taki udział przypomina współczesne i holocenijskie, atlantyckie i subborealne osady z jezior północno-szwedzkich, z 68° szer. geogr. pn., np. Rissajaure 2,5-7%, Latnjajaure 3-7%, Tjamahas 3-8% (patrz: Jonasson 1991). Odcinek holocenijski rdzeni z Czarnego Stawu Gąsienicowego ma około 1,5 m i odznacza się występowaniem na przemian odcinków bardziej organicznych i przewarstwień osadów bardziej mineralnych. Wzdłuż rynny jeziornej generalnie wzrasta udział części organicznych i tak kolejno w rdzeniach S3, S2 i CS maksymalne wartości udziału części organicznych wynoszą odpowiednio: 25%, 28,4%, i 30%. Najczęściej udział części organicznych w odcinkach czarnobrunatnych, bez wyraźnego zwiększenia udziału materiału mineralnego w świetle zdjęć RTG oscyluje w przedziale 10-20% (S3), 8-15% (S2) i 15-25% (CS), (ryc. 4). Natomiast wyraźne wkładki mineralne w odcinku holocenijskim mają 1-6% części organicznych, a więc przypominają odcinki mineralne późnoglacialne z Tatr i holocenijskie osady z jezior północnej Europy. Wydaje się, że różnice w udziale materiału organicznego w profilu podłużnym rynny między S3 i CS spowodowane są większą dostawą substancji mineralnej w części zasilanej ze stoków Kościelca (S3, S2), co wpływa na zmniejszanie zawartości części organicznych. Wzrost udziału materii organicznej w części dystalnej jeziora można



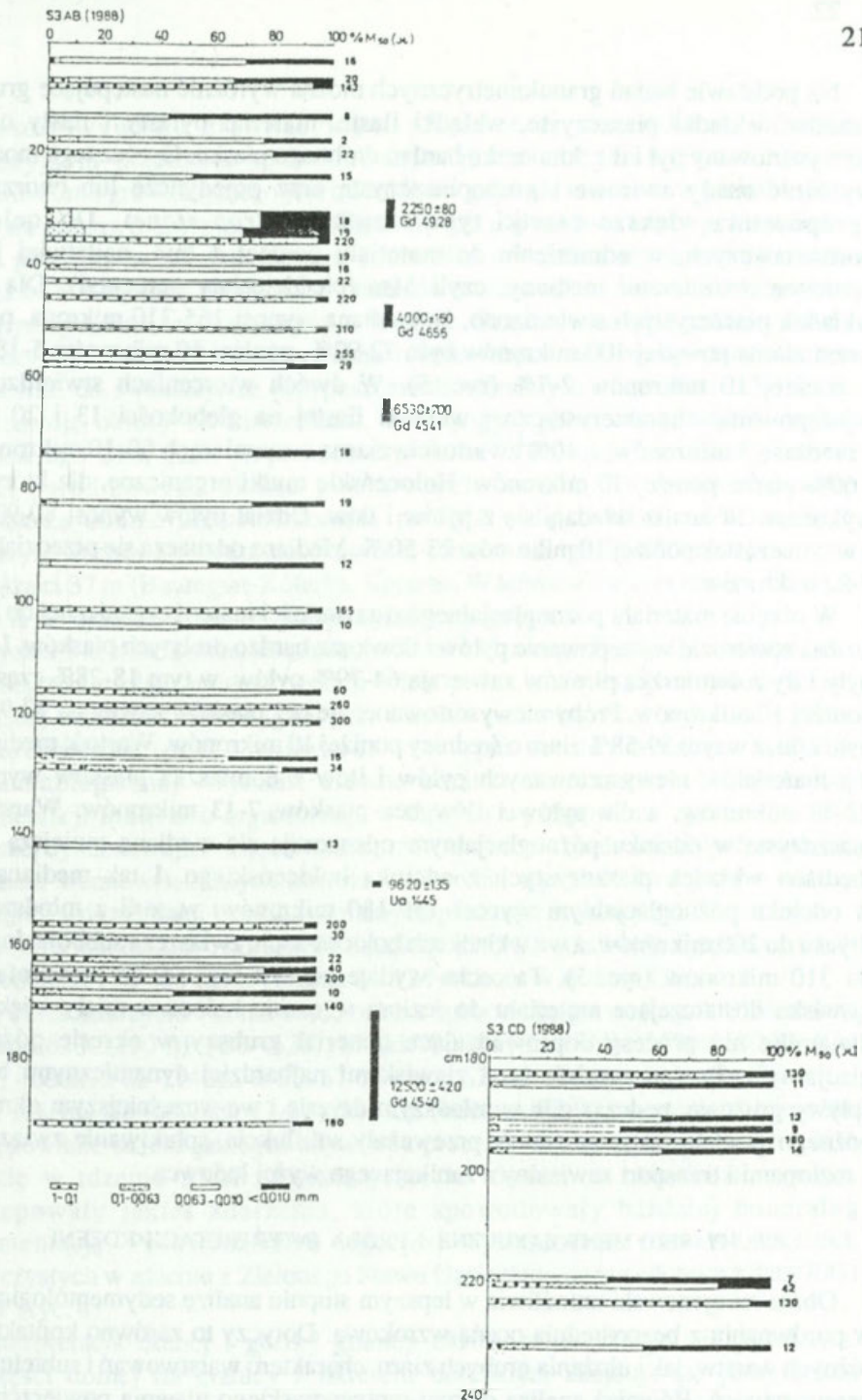
Ryc. 4. Straty prażenia, datowania radiowęglowe i ważnejsze okresy zdarzeń sedimentologicznych w osadach Czarnego Stawu Gąsienicowego i Zielonego Stawu Gąsienicowego  
 Loss of ignition and radiocarbon datings for sediments from Lake Czarny Staw Gąsienicowy and Zielony Staw Gąsienicowy

tłumaczyć większą odległością od stoków Kościelca (CS), a więc mniejszą dostawą części mineralnych. Sprawa zasilania ze stoków Żółtej Turni poza stokami między Żółtą Turnią i Granatami jest bardziej złożona. Wydaje się, że osady z rozległego stożka spod wierzchołka Żółtej Turni modelowane szczególnie intensywnie w ostatnich 10 latach nie docierają do jeziora ze względu na występowanie poprzecznych, chociaż niskich wałów morenowych na rozległym spłaszczeniu północno-wschodniego obrzeża Czarnego Stawu. Jednak nie wykluczone, że wody spływające do jeziora z takich spływów są w stanie transportować zawiesinę. Osady w rdzeniu CS wykazują lekko skośne ułożenie, które wydaje się pochodzić z sedimentacji na stoku, misy a więc świadczy o dostawie z szelfu (z wyspą) do dna rynny. Nie można jednak wykluczyć, że osady w rdzeniu CS są związane z prądami przydennymi transportującymi materiał przemieszczany osiłą rynny i wstępującym po skłonie w stronę odpływu z jeziora.

### GRANULOMETRIA

Analizy granulometryczne wykonywane są dwoma metodami „siania na mokro” oraz oznaczania udziału procentowego ziarn o różnej wielkości za pomocą laserowych pomiarów w aparacie Fritscha „Analysette”. Analizy sitowe zostały wykonane dla warstw z płytkich rdzeni (Baumgart-Kotarba i in. 1990). Z osadów z głębokich rdzeni dla 1 cm rdzenia dysponowano objętością około  $4,5 \text{ cm}^3$ , a więc dla przewarstwień 2 mm zaledwie  $0,9 \text{ cm}^3$ . Dlatego praktycznie tylko metoda laserowa mogła być stosowana w celu porównania granulometrii osadów różniących się według prześwietleń RTG. Należy podkreślić, że użycie sita 0,063 mm nie rozdziela jednoznacznie cząstek o tej średnicy, gdyż przez oczko sita 0,063 mm przechodzą cząstki z osiami nieco dłuższymi, co ujawniają pomiary laserowe. Większa część materiału z rdzenia S3 została analizowana metodą laserową, która może być stosowana tylko dla ziarn o średnicy poniżej 1 mm.

Celem analizy jest porównanie materiału późnoglacialnego i holoceniowego. Dokonano porównania osadów, które na prześwietleniach RTG obrazują się jako czarne, czyli małowęste i osady „z mgiełką”, czyli z rozproszonymi cząstkami mineralnymi, których ilość jest już rejestrowana na prześwietleniach, chociaż w sposób bardzo subtelny. Rozdrobnienie materiału w wodzie destylowanej w aparacie Fritscha dokonuje się za pomocą ultradźwięków. Problemem technicznym jest usunięcie czarnego zabarwienia zawiesiny, tak aby cząstki zawiesinowe były widoczne dla wiązki promieni laserowych. Próby przed pomiarem laserowym były spalane w piecu akumulacyjnym w temperaturze  $450\text{--}500^\circ\text{C}$ . Jednak sam proces spalania wywołuje nieznaczne zmiany granulometrii - wzrost w kierunku grubszych cząstek. Zjawisko takie stwierdzono porównując wyniki z tej samej warstwy materiału mineralnego o małej zawartości materii organicznej. Jednak różnice między wynikami otrzymanymi dla próbek wyprażanych i niewyprażanych wydały się mało istotne. W przyszłości, aby uniknąć przypuszczalnego efektu zbijania się cząstek pod wpływem wyprażania, zdecydowano się na „odbarwienie” prób metodą chemiczną - podchlorynem sodu.



Ryc. 5. Zróżnicowanie granulometryczne osadów późnoglacialnych i holocenijskich Czarnego Stawu Gąsienicowego (rdzenie S3AB i S3CD)  
Grain size distribution of Late Glacial and Holocene lacustrine sediments of Lake Czarny Staw Gąsienicowy (core S3AB and S3CD)

Na podstawie badań granulometrycznych można wyróżnić następujące grupy osadów: wkładki piaszczyste, wkładki ilaste, materiał pylasty i ilasty oraz niewysortowany pył i ił z domieszką bardzo drobnego piasku. Oprócz tego można wyróżnić osady żwirowe i grubopiaszczyste oraz pojedyncze lub tworzące zgrupowania większe cząstki typu zrzutków (*drop stone*). Do celów porównawczych, w odniesieniu do materiału poniżej 1 mm, najłatwiej jest operować rozmiarami mediany, czyli  $M_{50}$  (pięćdziesiąty percentyl). Dla 10 wkładek piaszczystych stwierdzono, że mediana wynosi 165-310 mikrona, przy czym ziarna powyżej 100 mikronów było 72-92%, poniżej 60 mikronów 5-18%, a poniżej 10 mikronów 2-7% (ryc. 5). W dwóch wierceniach stwierdzono występowanie charakterystycznej wkładki ilastej na głębokości 13 i 20 cm z medianą 8 mikronów, z 40% zawartością ziarna o rozmiarach 60-10 mikronów i 60% ziarna poniżej 10 mikronów. Holocenijskie mułki organiczne, dla których wykonano 14 analiz składają się z pyłów i iłów. Udział pyłów wynosi 80-90%, a w tym cząstek poniżej 10 mikronów 23-50%. Mediana odznacza się przedziałem 7-22 mikronów.

W obrębie materiału późnoglacialnego o zawartości materii organicznej do 5% można stwierdzić występowanie pyłów i iłów oraz bardzo drobnych piasków. I tak pyły i iły z domieszką piasków zawierają 64-79% pyłów, w tym 18-28% cząstek poniżej 10 mikronów. Próby niewysortowane, ale bez piasków zawierają 90-97% pyłu i iłu, a w tym 39-58% ziarn o średnicy poniżej 10 mikronów. Wartość mediany dla materiałów niewysortowanych pyłów i iłów z domieszką piasków wynosi 22-42 mikronów, a dla pyłów i iłów bez piasków 7-13 mikronów. Warstwy piaszczyste w odcinku późnoglacialnym odznaczają się medianą mniejszą niż mediana wkładek piaszczystych z odcinka holocenijskiego. I tak mediana ta w odcinku późnoglacialnym wynosi 130-180 mikronów, w serii z młodszego dryasu do 200 mikronów, a we wkładkach holocenijskich, zwłaszcza subborealnych do 310 mikronów (ryc. 5). Ta cecha wydaje się wskazywać, że katastrofalne zjawiska dostarczające materiału do jeziora w czasie holocenu miały większą dynamikę niż procesy doprowadzające materiał grubszy w okresie późnoglacialnym. Przypuszczalnie tymi zjawiskami najbardziej dynamicznymi były spływy gruzowe, podczas gdy w młodszym dryasie i we wcześniejszym okresie późnego glacialu przypuszczalnie przeważały soliflukcja, splukiwanie związane z roztopami i transport zawiesiny z zanikającego wyżej lodowca.

#### CECHY SEDYMENTOLOGICZNE I PRÓBA INTERPRETACJI RDZENI

Obraz rentgenowski umożliwia w lepszym stopniu analizę sedymentologiczną w porównaniu z bezpośrednią oceną wzrokową. Dotyczy to zarówno kontaktów różnych warstw, jak i ułożenia grubych ziarn, charakteru warstwowań i subtelnych przewarstwień. Również analiza obrazu rentgenowskiego ujawnia powierzchnie erozyjne jako powierzchnie nierówne z ziarnami lub większymi okruchami, dlatego w obrębie wkładek mineralnych można wyróżnić warstwy, które w spągu mają wyraźnie grubszy materiał świadczący o transporcie trakcyjnym bądź



o rozsortowywaniu grawitacyjnym. Częstsze są przypadki świadczące o erozyjnym kontakcie spowodowanym przez wleczenie. Potwierdzenie rozsortowania grawitacyjnego jest trudniejsze, gdyż nie wiadomo w jakim stopniu warstwa gęstsza piaszczysta i znajdująca się nad nią warstwa mniej gęsta pylasto-ilasta powstały w wyniku jednego zdarzenia, a w jakim dokumentują okresy o większym natężeniu działalności procesów stokowych odzwierciedlającymi się kolejnymi prądami zawiesinowymi w jeziorze. Czasem w obrębie jednej warstwy piaszczystej na zdjęciu rentgenowskim można rozpoznać dwie lub trzy odrębne warstewki, co świadczy, że przypuszczalnie warstwy o miąższości 0,5-1,0 cm reprezentują okresy ze zdarzeniami. Taki pogląd potwierdzają wyniki badań z Morskiego Oka, gdzie za pomocą datowania  $^{210}\text{Pb}$  udało się zidentyfikować skutki parodniowego okresu gwałtownych opadów, które spowodowały największą dobrze udokumentowaną powódź w lipcu 1934 r. Zdarzenia te utworzyły warstewkę o miąższości poniżej 1 mm w odległości 150 m od brzegu na głębokości 37 m (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Wachniew - w tym tomie). Czasem obraz RTG ujawnia struktury przypominające pograży.

Rycina 3 zestawia materiał czterech rdzeni z Czarnego Stawu Gąsienicowego - pomniejszenia zdjęć rentgenowskich i jest próbą interpretacji chronologicznej bazującej na danych radiowęglowych, analizie palinologicznej wykonanej przez A. Obidowicza (por. Obidowicz - w tym tomie) oraz na analizie sedimentologicznej. Wyraźne ciemne odcinki dotyczą okresów spokojnej sedimentacji mineralno-organicznej, w których występowanie zjawisk o nieco większej dynamice ujawniają subtelne przewarstwienia bardzo drobnych piasków, a czasem warstewek luźnych okruszków. Można wyróżnić dwa główne okresy spokojnej sedimentacji bez katastrofalnych procesów stokowych:

a) okres preborealny i borealny z datą  $9620 \pm 135$  BP (Ua 1446) z głębokości 149 cm - odcinek 132-155 cm w rdzeniu S i 124-145 cm w rdzeniu CS;

b) okres atlantycki i dolna część okresu subborealnego według A. Obidowicza z datami  $6330 \pm 250$  BP (Gd 4628),  $6530 \pm 700$  BP (Gd 4541) i  $2570 \pm 120$  BP (Gd 4929) - odcinki 66-114 cm w S3, 67-96 cm w S2, 60-114 cm w rdzeniu CS.

W rdzeniu S2 (odcinek 57-67 cm) i CS (odcinek 77-90 cm) stwierdzić można występowanie okresu jakiegoś ożywienia procesów, który znajduje bardzo nikle odbicie w rdzeniu S3AB. Świadczy to, że również w okresie atlantyckim występowały jakieś zdarzenia, które spowodowały bardziej mineralną sedimentację. Potwierdzeniem tego jest występowanie cienkich wkładek piaszczystych w rdzeniu z Zielonego Stawu Gąsienicowego w odcinku z datą 7000 lat BP (ryc. 4)

Interpretacja dolnej i górnej granicy okresu atlantyckiego nie jest łatwa. W części dolnej na granicy z okresem borealnym znajduje się powszechna w Czarnym Stawie Gąsienicowym gruba warstwa piaszczysta malejąca z biegiem do jeziora od 10 cm (S3) przez 7 cm (S2) do 4 cm (CS). Warstwę tę roboczo nazywamy warstwą „a” (ryc. 3 i 4). Znaczna miąższość piaszczystych osadów odznaczających się wysoką medianą 260-300 mikronów i niewysortowanych

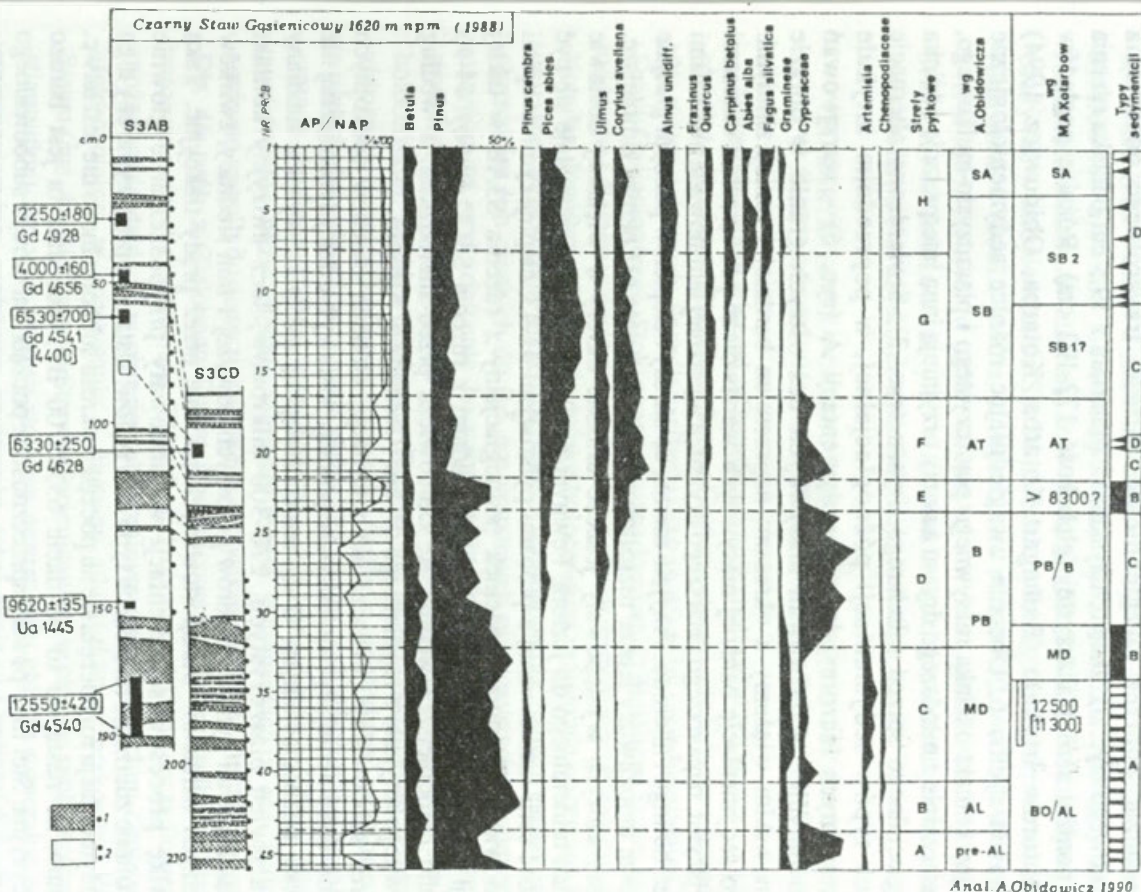
mułków piaszczystych o medianach 34-60 mikronów wskazuje, że mamy do czynienia z okresem intensywnych procesów stokowych generujących zwiększoną sedymentację w jeziorze. Według opinii A. Obidowicza w analizie pyłkowej w profilu S3 brakuje dolnego atlantyku i warstwy piaszczyste świadczą o erozji. Jednak analiza sedymentologiczna nie potwierdza erozyjnego charakteru tej części serii, która zaczyna się kilkoma przewarstwieniami gęstszymi piaszczystymi. Skośne ułożenie w rdzeniu S2 (103-108 cm) z zaburzeniami typu rozdarcia w spągu może wskazywać na osadzanie na skłonie. Nie wykluczone jednak, że nachylenie warstw i rozdarcie powstało wskutek grawitacyjnego procesu - zwiększenia obciążenia przez stropową, gęstą warstwę „staroatlantyką”. „Kropkę” świadcząca o pograżeniu ujawnia zdjęcie RTG w stropie warstwy „a” w rdzeniu S3AB. Niestety nie udało się uzyskać dat z warstwy organicznej bezpośrednio nad warstwą „a”. Dlatego o wieku tej warstwy wnioskujemy pośrednio. W zagłębieniu wytopiskowym poniżej moren Morskiego Oka, w profilu pyłkowym Żabiego Oka z wysokości 1390 m n.p.m. można wyróżnić wyraźne ochłodzenie ze spadkiem udziału drzew i wzrostem przepływów (piaski grube i żwiry) poniżej 3,5 m miąższości torfu z datą ze spągu  $8300 \pm 120$  (Gd 2789). Ochłodzenie to jest młodsze od osadów zapiaszczonych mułków z detrytusem roślinnym z datą  $9760 \pm 350$  (Gd 41729) (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Obidowicz 1994). Wydaje się, że ochłodzenie to można wiązać z oscylacją lodowców w Alpach Austriackich znaną pod nazwą *Venediger* (Pazelt, Bortenschlager 1973). Z tym ochłodzeniem, a przypuszczalnie i ze zwilgotnieniem można wiązać także powstanie omawianej warstwy mineralnej „a”.

Oprócz wyróżnionego okresu ożywionych procesów stokowych i sedymentacji jeziornej „a” występują jeszcze dwa znacznie różniące się między sobą okresy z dużym udziałem warstw piaszczystych i mułkowych, które można zaliczyć do niespokojnych w skali okresu późnoglacialnego i holocenińskiego. Jest to okres późnoglacialny i subborealny. W okresie późnoglacialnym można wyróżnić trzy typy sedymentacji.

1. Masywne utwory piaszczyste i piaski mułkowe z młodszego dryasu. Sedymentacja ta przypomina sedymentację z okresu „a”, jednak jej spąg ma charakter erozyjny, a w stropie zarówno w wierceniu S3CD, jak i CS można wyróżnić trzy wyraźne bardziej mineralne „pulsy”, które A. Obidowicz wiąże już z okresem preborealnym (typ B na ryc. 6).

2. Warstwowania „masywne” bez wyraźnych granic o miąższości 2-3 cm wyraźnie bardziej piaszczysto-mułkowe (mediany 130 i 180 mikronów) i na przemian bardziej mułkowe (pylasto-ilaste) z medianą bliską 10 mikronów (11-14 mikronów).

3. Warstwowania „laminowane” z wyraźnymi na obrazie RTG przejściami od warstw jasnych nieco grubszych (mediana 42 mikrony) do warstw ciemnych drobniejszych (mediana 7-12 mikronów).



Ryc. 6. Uproszczony profil palinologiczny (wg Obidowicza) i kolumny litologiczne z lokalizacją prób pyłkowych (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Obidowicz 1994)

Różnica w interpretacji okresu późnoglacialnego została utrzymana. W typie sedymentacyjnym A wyróżniono warstwowanie masywne i warstwowanie laminowane co stało się podstawą proponowanego podziału stratygraficznego (por. Ryc. 3). Objasnienia: 1 - osady gęste mineralne, 2 - utwory o małej gęstości, w części holocenijskiej muły organiczne, a w części późnoglacialnej mułki ilaste.

Simplified pollen diagram (after A. Obidowicz) and lithological columns of lacustrine sediments of Lake Czarny Staw Gąsienicowy

1 - dense mineralogic sediment, 2 - low density material, organic gyttja in Holocene section, silty clay material in Late Glacial section.

Z interpretacji palinologicznej wynika, że okres młodszego dryasu obejmuje próby 33-40 (ryc. 6; patrz: Obidowicz - w tym tomie, ryc. 4), a więc odcinek z głębokości 165-210 cm w rdzeniu S3CD. Poniżej, trzy próby zostały zinterpretowane jako *alleröd*, a najniższe trzy jako *pre-alleröd*skie. Interpretacja taka stanowi pewną sprzeczność w stosunku do daty  $12\ 500 \pm 420$  (Gd 4540) z rdzenia S3AB. W publikacji wcześniej złożonej do druku autorzy próbowali datę tę odmłdzać poprzez uwzględnienie wartości trzykrotnego odchylenia standardowego (ryc. 6). Datę tę uzyskano z materiału z 19,5 cm odcinka rdzenia S3AB poniżej serii piaszczystej (głębokość 172-192 cm). Różnice poglądów współautorów artykułu (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Obidowicz 1994) przedstawia rycina 6. Obecnie uwzględniając różnice sedymentologiczne i erozyjny kontakt odcinka masywnego piaszczystego i piaszczysto-mułkowego, przypuszczalnie z młodszego dryasu autorzy przyjmują inną interpretację odcinka późnoglacialnego sprzed młodszego dryasu (ryc. 3). Stwierdzoną alternację różnych typów sedymentacji późnoglacialnej, w poprzednim artykule potraktowanych łącznie jako typ sedymentacji A (ryc. 6) - warstwowań laminowanych i warstwowań masywnych bez ostrych granic w obrazie rentgenowskim wiążemy z okresami naprzemian bardziej i mniej zimnymi. Dlatego sedymentację bardziej masywnych warstwowań powiązано z okresami zimniejszymi, najstarszego i starszego dryasu, a wyraźniej laminowane z okresami ociepleń *böling* i *allerödu*. Przyjęto model, że okresy ociepleń w późnym glacie w jeziorze umożliwiały lepsze rozsortowywanie materiału niż okresy zimniejsze, w czasie których występowały jeszcze dłuższe okresy o większej dostawie materiału mineralnego do jeziora. Pewnym potwierdzeniem tego wydaje się być zbieżność serii laminowanej z próbami pyłkowymi 41-43, cieplejszymi w opinii A. Obidowicza. Datowany odcinek późnoglacialny z rdzenia S3AB w takiej sytuacji można wiązać z najstarszymi osadami z rdzenia S3CD (próby 44-46 wyraźnie chłodniejsze) według A. Obidowicza przed-*alleröd*skim, a według autorów tego artykułu z najstarszego dryasu (*Gschnitz* w *Alpach*).

Okres subborealny odznacza się alternacją krótkich okresów spokojnych i okresów dokumentujących intensywne procesy dostawy bardziej dynamicznej niż w okresie późnoglacialnym. O dynamice świadczą nie tylko wysokie mediany przewarstwień piaszczystych, 220-300 mikronów, lecz erozyjny kontakt z podścielającymi gytiami utworów grubszych powyżej 1 mm średnicy, żwirków i większych okruchów transportowanych po dnie przez prądy trakcyjne. Taką dynamikę procesów sedymentacji warunkowały przypuszczalnie głównie katastrofalne zdarzenia na stokach typu *debris flow*. Ustalenie precyzyjne czy tego typu sedymentacja rozpoczęła się na początku okresu subborealnego nie jest łatwe. Wiadomo, że nastąpiło to po dacie  $6530 \pm 700$  BP, lecz data ta jest bardzo nieprecyzyjna. Stoi to w pewnej sprzeczności z początkiem okresu subborealnego w świetle analizy pyłkowej (próba 16, z głębokości około 86 cm w rdzeniu S3AB). Okres subborealny zaznaczył się sześcioma lub siedmioma fazami depozycji mineralnej w rdzeniu S3, chociaż znowu nie można jednoznacznie określić granicy

między subboreałem i subatlantykiem, gdyż uzyskana data 2250±180 BP (Gd 4928) jest bliższa granicy strefy pyłkowej H według A. Obidowicza (ryc. 6) niż wyznaczonej przez niego górnej granicy subboreału. Rolę najmłodszego ochłodzenia widać bardziej w rdzeniach S2, SO i przede wszystkim CS, w postaci bardziej mineralnej części górnej. W rdzeniu S3 na podstawie pyłków A. Obidowicz stwierdził brak osadów z ostatnich około 1,5 tys. lat, lecz próba pyłków z stropu rdzenia CS ujawniła już występowanie pyłków żyta i pszenicy przy 7,6% roślinności zielnej. Wydaje się, że w rdzeniach S2, SO i CS zachowały się młodsze osady niż w stropie rdzenia S3. W próbach pyłkowych rdzeni pobranych metodą Axelssona w środku jeziora, a więc blisko rdzenia S2, A. Obidowicz stwierdził 24,5% roślin zielnych w próbce stropowej i 13,9% z głębokości 28 cm z ziarnem *Secalae*. Potwierdza to, że tylko w rdzeniach płytkich pobieranych metodą Axelssona możliwe jest uzyskanie materiału najmłodszego.

#### CHARAKTERYSTYKA OKRESU PÓZNOGLACJALNEGO I HOLOCENSKIEGO W ŚWIETLE PORÓWNANIA Z ZIEŁONYM STAWEM GĄSIENICOWYM

W celu korelacji zdarzeń późnoglacialnych i holocenów autorzy posłużyli się również rdzeniem z Zielonego Stawu Gąsienicowego, dla którego zgromadzono 6 dat radiowęglowych. Sposób zasilania tego stawu różni się od zasilania Czarnego Stawu Gąsienicowego. Stoki zapewniające dostawę do Zielonego Stawu są bardziej oddalone i dlatego w dostawie przeważał materiał drobniejszy (Baumgart-Kotarba, Kotarba, Jonasson 1990). W odcinku holocenów prawie nie występują kontakty erozyjne. Przeważają lekko nachylone warstwowania bardzo często w formie okruszków lub cienkich do 0,5 cm warstewek piaszczystych. Sedymentacja tu przypomina wykształcenie horyzontów bardziej mineralnych w rdzeniu CS, a odbiega od obrazu wkładek mineralnych z osi rynny Czarnego Stawu w odcinku holocenów. Osad w Zielonym Stawie jest osadem składanym w mniejszym zbiorniku a wiercenie reprezentuje osady z nachylonej platformy misy, z głębokości tylko 7 m, a nie z głębokości 14 m, z którego pobierany był osad metodą Axelssona (Baumgart-Kotarba, Jonasson, Kotarba 1990). Nie można porównywać bezwzględnej wartości tempa sedymentacji z obu jezior, gdyż zarówno sposób dostawy, jak i przede wszystkim wielkość i kształt misy są inne. Dla 46 prób z Zielonego Stawu Gąsienicowego analiza pyłkowa jest w opracowaniu dra A. Obidowicza. Dlatego, jedynie na podstawie dat radiowęglowych można stwierdzić, że w okresie subborealnym i subatlantyckim depozycja była efektywniejsza w porównaniu z okresem atlantyckim w przypadku Zielonego Stawu (ryc. 4). W Czarnym Stawie Gąsienicowym w okresie subborealnym i subatlantyckim aktywne procesy stokowe generowały główne mineralne zdarzenia sedymentacyjne, częściowo erodowały, toteż zapis w Czarnym Stawie nie jest kompletny i efektywna depozycja wydaje się mniejsza niż możnaby oczekiwać. Osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego są czulszym wskaźnikiem występowania zjawisk katastrofalnych na stokach, podczas gdy osady Zielonego Stawu reprezentują bardziej kompletny zapis sedymentacji, bez przerw erozyjnych.

Granica okresu późnoglacialnego i holocenijskiego jest bardzo wyraźna w obu jeziorach. Okres przedholocenijski w Zielonym Stawie podobnie jak w rdzeniu CS w Czarnym Stawie Gąsienicowym nie reprezentuje typowych utworów laminowanych lub warstwowanych, są to raczej utwory niewysortowane z pogrążami. Ich interpretacja genetyczna jest trudna. W obu jeziorach zaznacza się występowanie katastrofalnych procesów stokowych - seria „a”. W Czarnym Stawie Gąsienicowym można jeszcze wyróżnić mniejsze zdarzenie „b” (ryc. 3 i 4). W odcinku atlantyckim cechującym się spokojną sedymentacją można jednak znaleźć odcinki z większą sedymentacją mineralną, głównie w rdzeniu S2 i CS. W Zielonym Stawie przypuszczalnie tym zdarzeniom odpowiada okres przewarstwień bardziej mineralnych z datą  $7000 \pm 380$  BP (Gd 4631). Występuje tam osiem przewarstwień okruchów lub cienkich warstewek piaszczystych. Podobnie jak w długim okresie subborealnym i subatlantyckim minima na krzywej wyprężania oscylują między 10 a 15%. W Zielonym Stawie na krzywej wyprężania najlepiej widać zmniejszenie udziału części organicznych w ostatnich 2000 lat (7-15%). W charakterze osadów zmiana w kierunku osadów gęstszych i bardziej piaszczystych występuje w części stropowej, z datą  $1760 \pm 80$  BP (Gd 4407). Data ta pochodzi jednak z materiału pobranego metodą Axelssona z głębokości 35 cm.

#### WNIOSKI

1. Datowania radiowęglowe z rdzeni osadów limnicznych wskazują, że lodowiec ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego w dolinie Czarnego Stawu Gąsienicowego wycofał się z misy Czarnego Stawu do wyższych cyrków co najmniej przed 12 500 lat. O jego zaleganiu w Dolinie Koziej i Dolinie Zawratowej mogą świadczyć przedholocenijskie laminowane i warstwowane osady o miąższości 55-75cm odznaczające się niską zawartością substancji organicznej (do 5%). Początek holocenu jest określony datą  $9620 \pm 135$  lat BP. Towarzyszyła mu radykalna przemiana środowiska naturalnego, wyrażająca się nagłym wzrostem części organicznych w osadzie. Przypuszczalnie zanik procesów soliflukcyjnych i utrwalenie stoków pokrywą roślinną zahamowały procesy intensywnej dostawy zwierzelin mineralnych do jeziora.

2. Holocenijską sedymentację limniczną charakteryzują osady gytjowe o zawartości około 15-30 % substancji organicznej. W okresie preborealnym i borealnym dominowała spokojna sedymentacja mułków organicznych z nielicznymi epizodami geomorficznymi na stokach wyrażającymi się dostawą materiału w postaci cienkich wkładek mineralnych pochodzenia terrygenicznego. Wysokoenergetyczne procesy geomorfologiczne na stokach otaczających jezioro miały miejsce przypuszczalnie przed 8300 lat BP, kiedy zostały uformowane masywne osady mineralne o miąższości 5-10 cm. W diagramach pyłkowych (patrz Obidowicz, w tym tomie) zaznaczył się gwałtowny spadek frekwencji pyłków i relatywny wzrost zawartości *Pinus* (nierozdzielone sosna drzewiasta i karłowata). Względny wzrost zawartości pyłków sosny przy zmniejszeniu *Cyperaceae* może wskazywać na katastrofalne obnażanie otaczających jezioro stoków przez

splukiwanie i spływy gruzowe. To wydarzenie istotne w skali całego holocenu jest korelowane przez autorów z okresem Venediger w Alpach (Patzelt, Bortenschlager 1973). W tym okresie stwierdzono podniesienie stanu jezior w górach Jura i na północnym przedpolu Alp - faza Joux 8700-8300 BP (Magny 1993). Istotnymi zdarzeniami w skali globu były w tym czasie rozpad lądolodu Laurentyjskiego i spłynięcie jezior Agassiza i Ojibway (8400-8000 BP), (Dawson 1992).

3. Okres atlantycki charakteryzował się zmniejszoną dynamiką procesów geomorfologicznych na stokach. Świadczą o tym nieliczne i raczej cienkie przewarstwienia mineralne w obrębie gytii. Zdarzenia te miały miejsce przed 6500 BP, niewykluczone, że około 7000 BP, na co wskazuje rdzeń z Zielonego Stawu Gąsienicowego.

4. Okres subborealny odznaczył się ponownym wzmożeniem dynamiki środowiska tatrzańskiego zapisanym w osadach jeziornych fazami depozycji mineralnej często żwirowo-piaszczystej i kontaktami erozyjnymi najlepiej świadczącymi o dużej energii procesów stokowych generujących spływy grawitacyjne w jeziorze w sytuacji bliskiego kontaktu stoków z jeziorem. Misy jeziorne nieco bardziej oddalone od stoków, takie jak Zielony Staw lub część misy Czarnego Stawu Gąsienicowego (rdzeń CS) reprezentują spokojniejszą depozycję i bardziej kompletną. Podobieństwo sedimentacji w rdzeniu CS i z Zielonego Stawu wyraża się podobnymi wartościami minimów na krzywej wyprężania, około 10% w okresie atlantyckim i subborealnym, podczas gdy odpowiednie minima w rdzeniach S2 i S3 wynoszą do 5%. Przyrosty jednostkowe w Zielonym Stawie w okresie subborealnym i subatlantyckim, wydają się prawie dwukrotnie większe niż w okresie atlantyckim. Młodsza część okresu subborealnego (4-2,5 tys. lat BP) była znów spokojniejsza. W subatlantyku ponownie zaznaczył się udział ekstremalnych procesów geomorfologicznych w dostawie materiału ter-rygenicznego do jeziora. Najmłodszą historię depozycji w jeziorach związaną z żywieniem aluwacji na stokach w małej epoce lodowej dokumentuje lepiej materiał z płytkich rdzeni.

#### LITERATURA

- Axelsson V., 1979, *Sjöars sediment studeras med röntagen teknik*, Ymer, 99, s. 133-144.
- Baumgart-Kotarba M., Jonasson C., Kotarba A., 1990, *Studies of youngest lacustrine sediments in the High Tatra Mountains, Poland*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 24, s. 161-177.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Obidowicz A., 1994, *Kontrowersje datowań radiowęglowych i wyników badań palinologicznych na przykładzie osadów z Tatr Polskich*, *Zesz. Nauk. Polít. Śląskiej, Geochronometria*, 10, w druku.
- Bąk K., 1992, *The mineralogical composition and conditions of sedimentation of the lacustrine deposits in the High Tatra Mountains (Poland)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 25-26, s. 151-161.
- Dawson A.G., 1992, *Ice Age Earth, Late Quaternary geology and climate*, Routledge, London and New York.
- Hakanson L., 1980, *An ecological risk index for aquatic pollution control - a sedimentological approach*, *Water Res.* 14, s. 975-1101.
- Jonasson C., 1991, *Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland*, UNGI Rapport 79, Uppsala University, s. 156.

- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, s. 668.
- Livingston D.A., 1955, *A lightweight piston sampler for lake deposits*, *Ecology*, 36, s. 137-139.
- Kondracki J., 1984, *Badania paleolimnologiczne w Tatrach w latach 1974-1978*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 5, s. 25-37.
- Magny M., 1993, *Solar Influences on Holocene Climatic Changes Illustrated by Correlations between Past Lake Level Fluctuations and the Atmospheric  $^{14}C$  Record*, *Q. Res.*, 40, s. 1-9.
- Marciniak B., Cieśla A., 1983, *Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holocenijskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry)*, *Kwart. Geol.*, 27,1, s. 123-150.
- Patzelt G., Bortenschlager S., 1973, *Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen)*, *Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 16*, s. 25-72.
- Seroczyńska K., 1984, *Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 5, s. 93-102.
- Słup Z., Garncarz S., 1985, *Możliwości śledzenia przypowierzchniowej filtracji w zbiornikach wodnych w Tatrach w oparciu o przestrzenne badania termiczne*, *Praca dyplomowa*, Wydż. Geol.-Poszukiwawczy AGH, Międzyresortowy Inst. Geofiz., m-pis, s. 54.
- Więckowski K., 1984, *Makroskopowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 5, s. 39-54.
- Wicik B., 1984, *Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 5, s. 55-69.
- Wilson D.E., 1980, *Surface and complexation effects on the rate of Mn (II) oxidation in natural waters*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 9, s. 1311-1319.

#### LATE GLACIAL AND HOLOCENE LACUSTRINE SEDIMENTS OF THE LAKE CZARNY STAW GĄSIENICOWY IN THE TATRA MOUNTAINS

##### Summary

Radioisotope dated lacustrine sediments from alpine lake Czarny Staw Gąsienicowy of the High Tatra Mountains, supplemented by palynological and sedimentological analysis document geomorphic activity of high mountain slopes during Late Pleistocene and the Holocene. Glaciers disappeared in lake basin (altitude 1621 m) at least before 12 500 years BP. Laminated sediments are characteristic for Late Glacial, i.e. until beginning of the Holocene. They are 55-75 cm thick and organic matter content is only up to 5 per cent. Laminated muds and 2-3 cm thick layers showing alternations of fine sands with silt and muds give possibility to distinguish different periods during Late Glacial (Fig. 3).

An essential and rapid change of natural environment of the nearest surrounding of the lake has taken place at the beginning of the Holocene. Holocene sedimentation is characterized by organic gyttja (15-25 per cent of organic matter - Fig. 4). During Preboreal and Boreal period quiet sedimentation of organic muds dominated over sporadic geomorphic episodes (thin minerogenic layers of terrigenous origin within gyttja). High-energy geomorphic events on the surrounding slopes were produced probably before 8300 years BP (minerogenic massive sediments 5-10 cm thick). It is suggested by the authors that these events correlate with Venediger phase in the Alps.

Atlantic is recorded as a quiet period (very few, thin mineral layers within gyttja). During Subboreal, geomorphic processes first of all debris flows, generated turbidities in the lake. Granulometry of these deposits reflects high magnitude of such processes as median value is 165-310 microns (for pre-Holocene 130-180 microns - Fig. 5). X-radiographs and particles of tractive transport coarser than 1 mm mark erosive contacts. Gyttja deposits are interbedded with minerogenic layers. Younger Subboreal (4-2,5 ka BP) was again rather quiet period. Subatlantic period was characterized by high-energy geomorphic events on the slopes. Both lacustrine sediments from Lake Czarny Staw Gąsienicowy and other alpine lakes in the Tatra Mountains demonstrate that debris flows were very frequent and high-magnitude phenomena during the Little Ice Age.

Translated by A. Kotarba



ANDRZEJ OBIDOWICZ

## WAHANIA GÓRNEJ GRANICY LASU W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE I HOLOCENIE W TATRACH

Ocena zmian w przebiegu górnej granicy lasu ma istotne znaczenie dla odpowiedzi na pytania stawiane przez specjalistów z różnych dyscyplin zajmujących się górami. Górna granica lasu nie zmieniona działalnością człowieka dobrze charakteryzuje klimat, a zwłaszcza pewne elementy jego termiki. Pozwala ona ustalić położenie granicy śniegu, a zatem wnioskować o warunkach rozwoju lodowców górskich czy czasie ich ustąpienia. Z położenia granicy lasu można wyciągnąć wnioski o układzie pięter roślinnych, o zasięgu procesów morfogenetycznych i rozmiarach wpływu człowieka na środowisko naturalne gór.

### GÓRNA GRANICA LASU

Granica ta bywa definiowana granicą zwartych drzewostanów, powyżej której skrócenie okresu wegetacyjnego, ujemny bilans pierwiastka węgla oraz działanie suszy mrozowej (Tranquilini 1979), stwarzają niekorzystne warunki przetrwania lasu. W górach strefy umiarkowanej granicę tę wyznacza średnia temperatura dobowa przekraczająca  $10^{\circ}\text{C}$  przez przynajmniej trzy miesiące, albo jak to ma miejsce w Karpatach, jest ona równoznaczna z zasięgiem izotermy lipca  $10,5^{\circ}\text{C}$  (Gorczauskij, Szijátov 1985). Jest to klimatyczna granica lasu, powyżej której około 600-800 m leży granica śniegu. W Tatrach granice te przebiegają na wysokości odpowiednio 1550 m i 2200 m n.p.m. (Hess 1965).

Ponad granicą lasu przebiega górna granica drzew wyznaczona przez pojedynczo rosnące drzewa lub złożone z kilku egzemplarzy biogrupy. Przesunięcie jej w stosunku do granicy lasu może wynosić od 100 do 350 m (Kral 1979). W Alpach granicę pionowego zasięgu świerka (*Picea abies*) wyznacza izoterma lipca  $9,5^{\circ}\text{C}$ , a zasięgu limby (*Pinus cembra*) izoterma lipca  $7,5^{\circ}\text{C}$  (Landolt 1983). W tatrzańskej Dolinie Pańszczycy i w Dolinie Stawów Gąsienicowych biogrupy świerka sięgają do wysokości prawie 1700 m n.p.m., a więc około 150 m powyżej klimatycznej granicy lasu. Pojedyncze limby w rejonie Morskiego Oka mają zasięg pionowy zbliżony do alpejskiego (Myczkowski, Bednarz 1974).

Klimatyczna granica lasu może być obniżona przez strome stoki, luźne podłoże, mrozowiska, lawiny i wówczas staje się granicą potencjalną. W Tatrach występują

jedynie fragmenty granicy potencjalnej, gdyż w ocenie S. Myczkowskiego (1967) około 75% liniowego jej przebiegu obniżone zostało przez człowieka.

Dobrym kryterium uformowania się granicy lasu bez wpływu człowieka jest według A. Środonia (1948) wzajemne przenikanie kosodrzewiny i lasu. Na skutek wybitnej światłożądności kosodrzewiny pas przenikania nie może być szeroki i granica jest wówczas ostra. Taki typ granicy uformował się w czasie holocenu.

#### ANALIZA PYŁKOWA W GÓRACH

Wykres sporządzony przez C. Burga (1990) pokazuje, że granica obszaru, z którego pochodzi zdecydowana większość sporomorf zachowanych w osadach górskich jezior czy torfowisk, oddalona jest około 10 km od miejsca pobrania profilu. W tak niewielkiej grupie górskiej, jaką są Tatry oznacza to, że w każdym punkcie spodziewać się można nawianego materiału palinologicznego z każdego piętra roślinnego zarówno ze strony północnej, jak i południowej. Ilustracją takiego rozprzestrzeniania się sporomorf jest profil palinologiczny z osadów Przedniego Stawu (1668 m) w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Krupiński 1984). Jego holocenijski odcinek porównany z holocenem profilu torfowiska Puścizna Rękowiańska na Podhalu (Obidowicz 1990) dowodzi niezwyklego wręcz podobieństwa. Dotyczy ono nie tylko przebiegu poszczególnych krzywych, momentu wystąpienia kulminacji, ale nawet procentowych wartości tych kulminacji, a przecież historia szaty roślinnej w piętrze subalpejskim z całą pewnością wyglądała inaczej niż w kotlinie Podhala.

Czy zatem w górach jest możliwe opisanie granicy lasu metodą analizy pyłkowej? Czy jest możliwe zrekonstruowanie jej położenia w przeszłości? Jeżeli prześledzimy palinologiczną literaturę z Alp, zwłaszcza z obszaru Szwajcarii czy z Tyrolu, możemy odpowiedzieć twierdząco. Niezbędny do tego jest jednak wybór stanowisk w taki sposób, aby profile reprezentowały przede wszystkim lokalny obraz historii. Warunki takie zdają się spełniać jeziora czy torfowiska położone w wąskich i głębokich dolinach, w strefie pomiędzy granicą lasu a granicą drzew lub w sąsiedztwie. Jest bowiem bardzo prawdopodobne, że zakres wahań górnej granicy lasu w holocenie ograniczył się do takiej właśnie strefy, natomiast znacznie niżej mogła być ona tylko w późnym plejstocenie.

Konieczne jest także prowadzenie badań nad współczesnym opadem pyłku, aby ustalić jak dalece skład spektrum pyłkowego odzwierciedla skład zbiorowiska roślinnego, z którego pochodzi próba. Możemy wówczas uzyskać potwierdzenie możliwości odtworzenia w górach, metodą analizy pyłkowej, rzeczywistych ugrupowań roślinnych, jakie mogły istnieć w przeszłości i to zarówno na poziomie zespołu, jak i piętra roślinnego.

Jednym z pionierów badań nad współczesnym opadem sporomorf w górach był szwajcarski palinolog M. Welten. W pracy z 1950 r. stwierdził m.in., że 35% roślin zielnych (NAP) w sumie totalnej wskazuje na zbiorowiska bezleśne, przy czym spektra powinny być bogate w gatunki. W 1971 r. austriacki palinolog F. Kral wykonał efektowne badania w masywie Dachstein. Zebrał kilka serii prób

powierzchniowych wzdłuż transektów od podnóża aż po grzbiet. Po zrobieniu analiz palinologicznych sporządził syntetyczny diagram procentowy, obrazujący stosunek sumy drzew klimaksowych (świerk, jodła, buk, limba, modrzew) do sumy krzewów subalpejskich (olsza zielona, kosodrzewina). Punkt przecięcia się krzywych tych sum wypadł na granicy lasu. Tą samą metodą przeliczył diagramy palinologiczne z całej serii profili humusowych, uzyskując obraz przesuwania się granicy lasu w okresach subborealnych i subatlantyckim. Niestety w Tatrach taki sposób traktowania profili jest nie do przyjęcia, gdyż przez całą późnoglacialno-holoceniską historię rosły obok siebie kosodrzewina (*Pinus mugo*) i sosna zwyczajna (*Pinus silvestris*), których ziarna pyłku są nierozróżniane.

#### METODYKA BADAŃ

Próby do analizy współczesnego opadu sporomorf pobrane zostały wzdłuż transektów: Dolina Suchej Wody - Hała Gąsienicowa - Sucha Dolina Stawiańska - grań Tatr oraz Dolina Pyszniańska - Siwe Sady - Przełęcz Raczkowa. Rezultaty tych analiz, a także kilku prób zebranych w różnych miejscach Tatr są zestawione w tabeli 1.

Tabela 1  
Palinologiczne analizy prób powierzchniowych w Tatrach

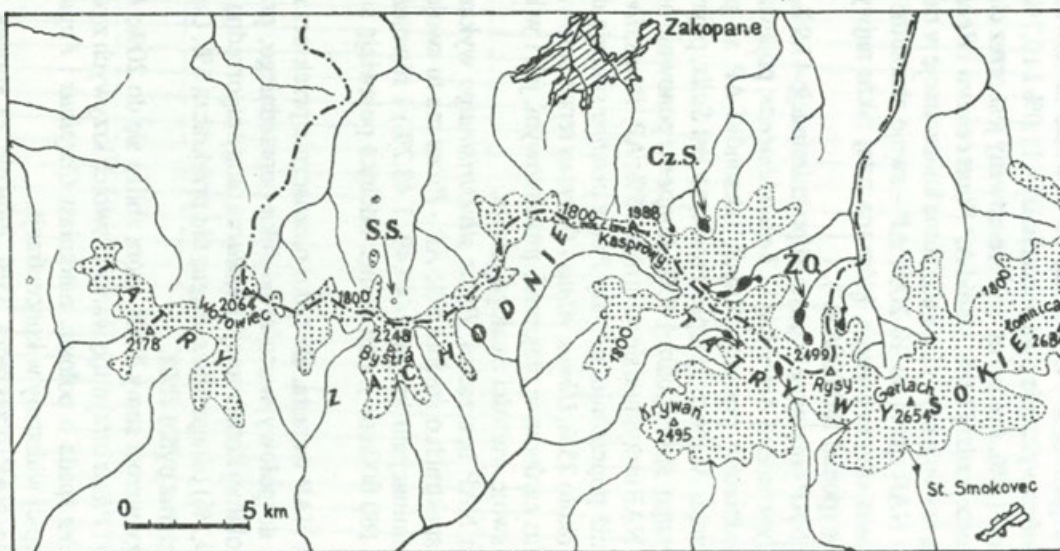
Piętro	T	GGL
<b>Alpejskie:</b>		
suma AP	41,9 - 74,8	37,1 - 71,5%
suma NAP	25,2 - 58,1	28,5 - 62,9%
<i>Pinus</i>	9,7 - 23,9	10,7 - 31,2%
<i>Picea</i>	6,8 - 15,5	8,5 - 18,3%
<i>Gramineae</i>	15,2 - 45,6	18,0 - 50,4%
zboże	0,2 - 1,6	0,3 - 1,9%
<b>Subalpejskie:</b>		
suma AP	60,9 - 70,4	56,9 - 76,0%
suma NAP	29,6 - 39,1	24,0 - 43,1%
<i>Pinus</i>	27,8 - 44,4	31,3 - 53,5%
<i>Picea</i>	8,7 - 19,8	10,5 - 22,3%
<i>Gramineae</i>	9,9 - 28,8	12,0 - 32,4%
zboże	0,6 - 1,3	0,8 - 1,7%
<b>Regiel górny:</b>		
suma AP	79,4 - 91,5	71,9 - 91,2%
suma NAP	8,5 - 20,6	8,8 - 28,1%
<i>Pinus</i>	4,8 - 19,5	6,6 - 20,3%
<i>Picea</i>	37,5 - 69,4	51,9 - 72,5%
<i>Gramineae</i>	1,6 - 8,2	1,6 - 9,8%
zboże	0,2 - 0,9	0,2 - 1,0%

Do badań nad historią górnej granicy lasu wytypowano stanowiska położone między jej granicą dzisiejszą a granicą drzew (ryc. 1): Żabie Oko (1390 m n.p.m.) w Dolinie Rybiego Potoku - torfowisko, Czarny Staw Gąsienicowy (1621 m) w Dolinie Gąsienicowy - osad jeziorny, Siwe Sady (1542 m) - torfowisko przykryte lodowcem gruzowym. Próby z osadów jeziornych były pobierane co 5 cm, a z torfu co 5 lub 10 cm. Spektra obejmowały co najmniej 1000 ziarn pyłku krzewów i drzew (AP), a przy słabszej koncentracji w odcinkach późnoglacialnych do 500 ziarn. Podstawę wyliczeń stanowiła suma totalna drzew i krzewów (AP) oraz roślin zielnych (NAP) z wyłączeniem roślin wodnych i zarodnikowych, które liczone były w stosunku do tej sumy. Ten sposób liczenia dotyczył prób powierzchniowych oraz diagramów z Żabiego Oka i Czarnego Stawu Gąsienicowego (ryc.2 i 4). Tym samym są one porównywalne z innymi diagramami z Karpat Zachodnich (głównie: Koperowa 1962, Obidowicz 1990). Diagramy na rycinie 3 i 5 pokazują absolutną koncentrację sporomorf w jednostce objętości osadu ( $1 \text{ cm}^3$ ). Tego typu diagramy pozwalają wnioskować o tempie akumulacji osadu, a także o zmianach klimatu i rzeczywistym udziale poszczególnych taksonów. Ich prawidłowa interpretacja jest możliwa w powiązaniu z diagramami procentowymi oraz przy znajomości natury samego osadu.

Pełna dokumentacja palinologiczna jest przedstawiona dla stanowisk „Żabie Oko” (ŻO) i „Czarny Staw Gąsienicowy” (CzS), natomiast rozwinięty diagram palinologiczny stanowiska „Siwe Sady” (SS), zamieszczony jest w pracy P. Libelta i A. Obidowicza (w druku).

Do końcowych rozważań nad wahaniami górnej granicy lasu wykorzystano uproszczone diagramy z wszystkich trzech stanowisk (ryc.6). Podstawę do ich skonstruowania stanowił materiał przedstawiony w profilach rozwiniętych, przeliczony w inny sposób. Za sumę totalną przyjąłem sumę wszystkich drzew i krzewów, które kiedykolwiek rosły w strefie granicy lasu (*Betula*, *Pinus silvestris/mugo*, *P. cembra*, *Larix*, *Sorbus*, *Picea abies*, *Juniperus*, *Salix*, *Betula cf.nana*, *Ephedra fragilis-Typ*, *E. distachya-Typ*, *Alnus viridis*) oraz rośliny zielne z wyłączeniem wodnych, zarodnikowych i zbóż. W każdym diagramie przedstawiony jest stosunek AP/NAP i na tym tle pokazane są udziały *Pinus cembra*, *P. silvestris/mugo* i *Picea abies*, które w różnym czasie tworzyły w Tatrach granicę lasu.

Podział diagramów został potwierdzony metodą numeryczną CONSLINK. Poszczególne poziomy (A-H) dosyć dobrze odpowiadają chronozonom w rozumieniu J. Mangeruda (1974). Zaproponowana stratygrafia została zatem skonstruowana na tle wyników badań palinologicznych. Wykorzystano także kilka nie budzących zastrzeżeń dat  $^{14}\text{C}$ . Kilka innych, pozostających w sprzeczności z przedstawionym tu obrazem, może służyć do dalszych dyskusji, ale nie mogą one zmienić informacji dostarczonych przez analizę palinologiczną (por. Baumgart-Kotarba, Kotarba, Obidowicz 1994).



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badanych palinologicznie

ŻO - Żabie Oko, CzS - Czarny Staw Gąsienicowy, SS - Siwe Sady

Location of pollen diagram sites

## PODZIAŁ DIAGRAMÓW

### ZABIE OKO (RYC. 2-3)

**Odcinek A:** suma NAP oscyluje wokół wartości 40%, składają się na nią głównie *Gramineae*, *Cyperaceae* i *Artemisia*; AP - *Pinus silvestris/mugo* stale około 30%, *Pinus cembra* wykazuje dwa wierzchołki - 11,0% i 10,7%, *Betula* ma tutaj swoje maksimum 11,8%, *Juniperus* reprezentowany jest przez ciągłą krzywą z maksimum 1,0%, *Larix* poniżej 1,0%; wśród AP *Pinus cembra* i *Betula*, a z NAP *Cyperaceae* wykazują tu swoją najwyższą absolutną koncentrację w całym profilu.

**Odcinek B:** suma NAP spada do 10-20%; AP - swoje absolutne maksimum (72,6%) wykazuje *Pinus silvestris/mugo*, która ma tutaj także najwyższą swoją absolutną koncentrację (ponad 180 000/cm<sup>3</sup>).

**Odcinek C:** suma NAP ponownie wzrasta aż po kulminację 47,9%, głównie za sprawą *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* i *Chenopodiaceae*; pojawia się *Sedum*. Skład i wysokość udziałów poszczególnych taksonów AP są podobne do występujących w odcinku A; mocniej reprezentowana jest *Salix*, pojawia się *Sorbus*, *Pinus silvestris/mugo* spada poniżej 40%, *Juniperus* ponownie osiąga 1,0%.

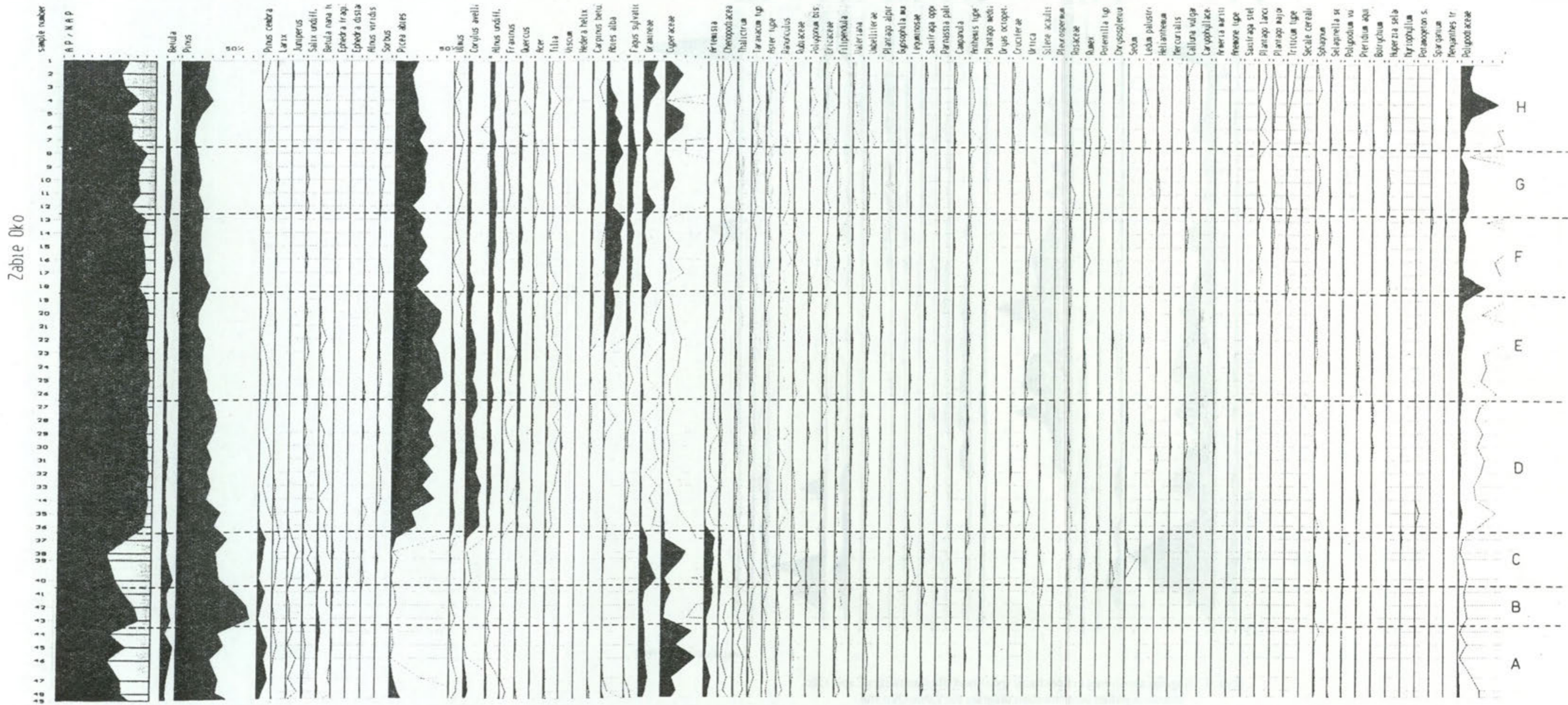
**Odcinek D:** suma NAP utrzymuje się stale około 5%; AP - *Pinus silvestris/mugo* średnio o 5% mniej niż poprzednio, udziały *Pinus cembra* spadają do ułamków procentu, *Picea* stale około 25%, *Ulmus*, *Alnus* i *Quercus* reprezentowane są przez ciągle krzywe, *Corylus* zarówno w diagramie procentowym, jak i w koncentracji wykazuje najwyższe swoje wartości z całego profilu.

**Odcinek E:** suma NAP bez zmian; *Pinus silvestris/mugo* wykazuje kolejne obniżenie udziału w spektrach o średnio 5%; AP - *Picea* ma tu swoje najwyższe udziały z dwoma kulminacjami krzywej (49,4% i 48,2%) i również najwyższą koncentrację (ponad 160 000/cm<sup>3</sup>); pod koniec odcinka pojawiają się *Carpinus*, *Abies* i *Fagus*.

**Odcinek F:** suma NAP wzrasta, ale tylko nieznacznie przekracza 10%; AP - krzywa *Picea* spada do połowy wartości odcinka poprzedniego, przy znacznie głębszym spadku absolutnej koncentracji, *Betula* ma tutaj drugorzędną kulminację, swoje maksimum (19,2%) osiąga *Abies*, *Fagus* nie przekracza 6%, *Carpinus* stale około 2%. Pierwsze ziarna pyłku zbóż.

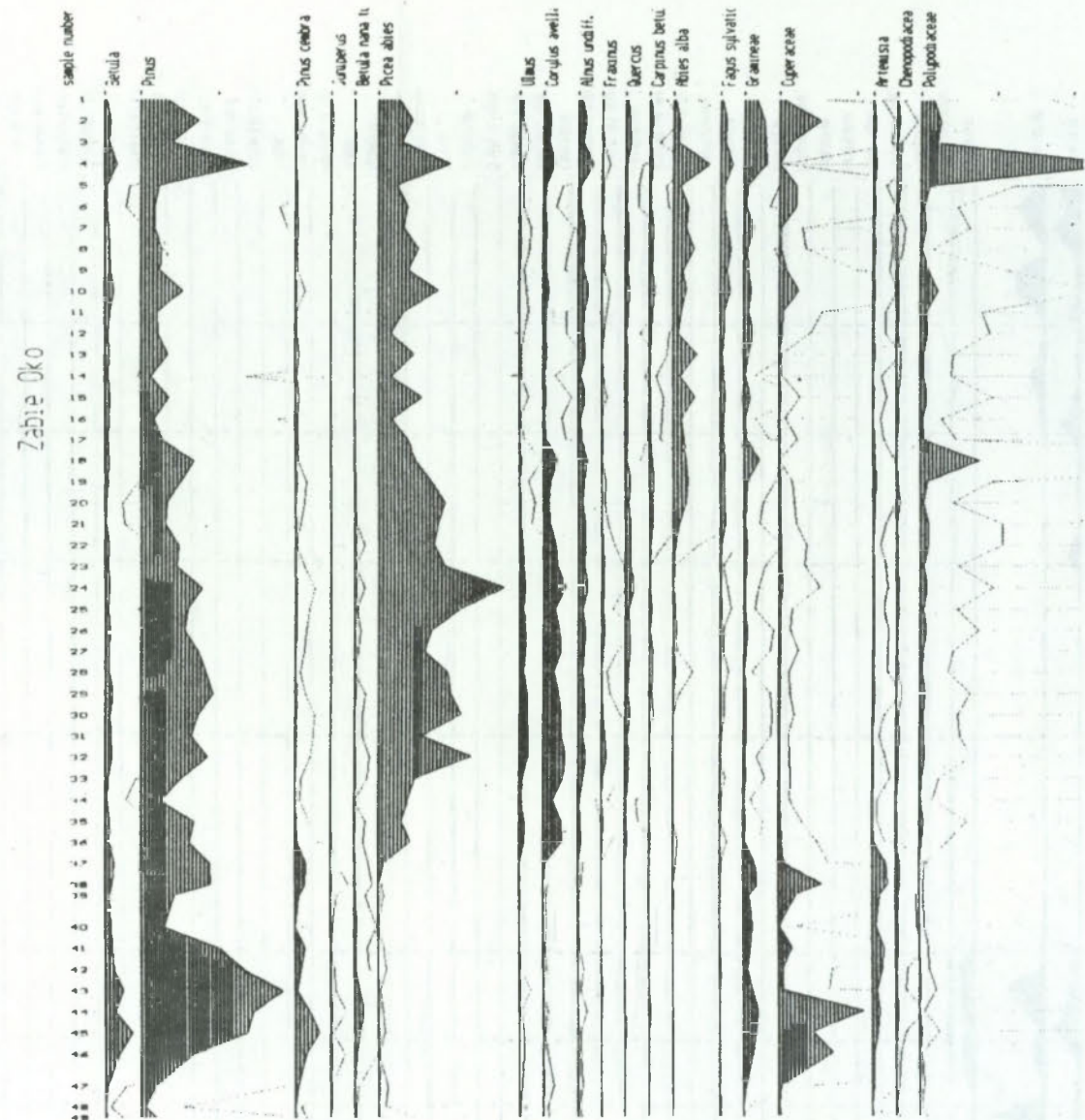
**Odcinek G:** dalszy wzrost sumy NAP, która zbliża się do 20%; AP - *Betula*, *Pinus silvestris/mugo* i *Picea* utrzymują wartości swoich krzywych z poprzedniego odcinka, krzywa *Abies* spada o połowę, natomiast *Carpinus* i *Fagus* wykazują nieznaczny wzrost, lepiej widoczny w koncentracji.

**Odcinek H:** suma NAP przekracza 35%, głównie za sprawą *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Compositae* i *Ericaceae*; AP - w krzywych *Picea* i *Abies* zaznaczają się wyraźne spadki procentowego udziału, natomiast absolutna koncentracja nie ulega zasadniczym zmianom; *Pinus silvestris/mugo* zbliża się do 30% przy równocześnie jeszcze wysokiej koncentracji (ok. 95 000/cm<sup>3</sup>), nieco mniej jest także *Carpinus* i *Fagus*.



Ryc. 2. Diagram procentowy dla stanowiska Żabie Oko /1390 m.n.p./  
 Pollen percentage diagram for Żabie Oko site /1390 m.n.p./

Anal. A. Obidowicz, 1990



Anel. A. Obidowicz, 1990

Ryc. 3. Diagram absolutnej koncentracji sporomorf dla stanowiska Żabie Oko  
Absolute pollen concentration diagram for Żabie Oko site



## CZARNY STAW GĄSIENICOWY (RYC. 4-5)

**Odcinek A:** suma NAP przekracza 46%, składają się na nią głównie *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* i *Thalictrum*; AP - dominantem jest *Pinus silvestris/mugo* przekraczająca 50%, *Betula* ponad 10%, *Betula cf.nana* około 6-7%, *Juniperus* reprezentuje ciągła krzywa przekraczająca 1%.

**Odcinek B:** suma NAP spada poniżej 20%, przy niezmienionej zasadniczo liście taksonów; AP - *Pinus silvestris/mugo* ma tu swoje absolutne maksimum (69,7%), *Betula* nieznacznie spada, *Pinus cembra* osiąga 2,5%, *Ephedra fragilis-Typ* i *E. distachya-Typ* mają ciągłe krzywe.

**Odcinek C:** suma NAP ponownie wzrasta i przekracza nawet 30%, przy absolutnych maksimach *Artemisia* ponad 10%; pojawiają się m.in. *Sedum*, *Gentiana pneumonanthe-Typ*, *Gypsophila muralis*; AP - *Pinus silvestris/mugo* uzyskuje średnio 45-50%, *Pinus cembra* i *Juniperus* mają tu swoje kulminacje (odpowiednio 6,3% i 3,5%), ciągła krzywa *Salix* około 1%.

**Odcinek D:** suma NAP utrzymuje swoje wartości, a w próbie nr 26 osiąga nawet 47,8%, jej głównym składnikiem są *Cyperaceae*; AP - udziały *Pinus silvestris/mugo* spadają do 25-30%, krzywa *Betula* początkowo wzrasta do ponad 18%, potem spada poniżej 10%, pojawiają się *Picea* i *Corylus*; *Betula cf.nana* osiąga 6,4%, *Ulmus* w diagramie procentowym uzyskuje wierzchołek 10,2% i wysoką absolutną koncentrację; maksymalną koncentrację mają *Pinus silvestris/mugo* (prawie 500.000/cm<sup>3</sup>), *Betula* (ponad 300 000/cm<sup>3</sup>), *Betula cf.nana* (ponad 80 000/cm<sup>3</sup>) oraz *Cyperaceae*.

**Odcinek E:** obejmuje próby 22 i 23. Suma NAP spada poniżej 10%; AP - wzrost udziału *Pinus silvestris/mugo* do ponad 45%, pozostałe drzewa i krzewy utrzymują swoje udziały na poziomie schyłku poprzedniej fazy. Gwałtowny spadek absolutnej koncentracji do ilości śladowych, jedynie *Pinus silvestris/mugo* wskazuje średnio około 80 000/cm<sup>3</sup>.

**Odcinek F:** suma NAP waha się w przedziale 20-10%; AP - *Pinus* oscyluje wokół 20%, wyraźny wzrost udziału *Picea* ponad 20%, absolutne maksimum *Corylus* (27,4%), która ma w tym samym poziomie maksymalną koncentrację (prawie 550 000/cm<sup>3</sup>), ciągła krzywa *Viscum*, pojedyncze ziarna pyłku *Hedera*.

**Odcinek G:** suma NAP oscyluje wokół wartości 5%, AP - absolutne maksimum osiąga tutaj *Picea* (34,7%), wykazując także najwyższą koncentrację (do 280 000/cm<sup>3</sup>), stopniowy spadek krzywych *Ulmus* i *Corylus*, ustabilizowany udział *Alnus*, *Quercus*, *Tilia*; pod koniec odcinka pojawiają się *Fagus*, *Carpinus* i *Abies*; liczone poza sumą totalną *Polypodiaceae* wykazują tu swoje maksimum.

**Odcinek H:** suma NAP stale poniżej 10%, pojawia się *Triticum-Typ*; AP - *Picea* traci połowę swoich dotychczasowych udziałów, nieznacznie wzrasta krzywa *Pinus* oraz krzywe *Betula* i *Alnus*; wzrost wartości procentowych reprezentujących *Abies*, *Carpinus* i *Fagus* z równoczesnym wzrostem absolutnej koncentracji pyłku tych drzew.

## DYSKUSJA

## WSPÓŁCZESNY OPAD SPOROMORF

Zestawione w tabeli 1 rezultaty badań prób powierzchniowych dostarczają zasadniczych argumentów do interpretacji diagramów palinologicznych. Dla omawianego tu zagadnienia szczególnie istotna jest palinologiczna definicja granicy lasu. W próbach liczonych w sposób tradycyjny (tab.1, kolumna T), wartością graniczną, rozdzielającą piętro regla górnego od piętra kosodrzewiny (subalpejskiego) jest udział NAP w wysokości 20% sumy totalnej. Jeżeli zatem suma AP wynosi 80% lub więcej oznacza to, że granica lasu znajduje się powyżej miejsca pobrania próby. W piętrze subalpejskim suma NAP wzrasta do 30-39%, gdyż dla deszczu sporomorf kosodrzewina nie stanowi tak szczelnego parasola, jakim jest las świerkowy. Świerk w swoim piętrze może osiągnąć prawie 70%, ale w bardziej luźnych drzewostanach jest go tylko 37,5%. W pozostałych piętrach udział *Picea abies* jest kilkakrotnie niższy. Udział pyłku *Pinus silvestris/mugo* w piętrze kosodrzewiny przekracza nawet 44%, ale jej minimalna wartość w tym piętrze, tj. około 28%, jest niewiele wyższa od maksymalnej w piętrze alpejskim (ok. 24%).

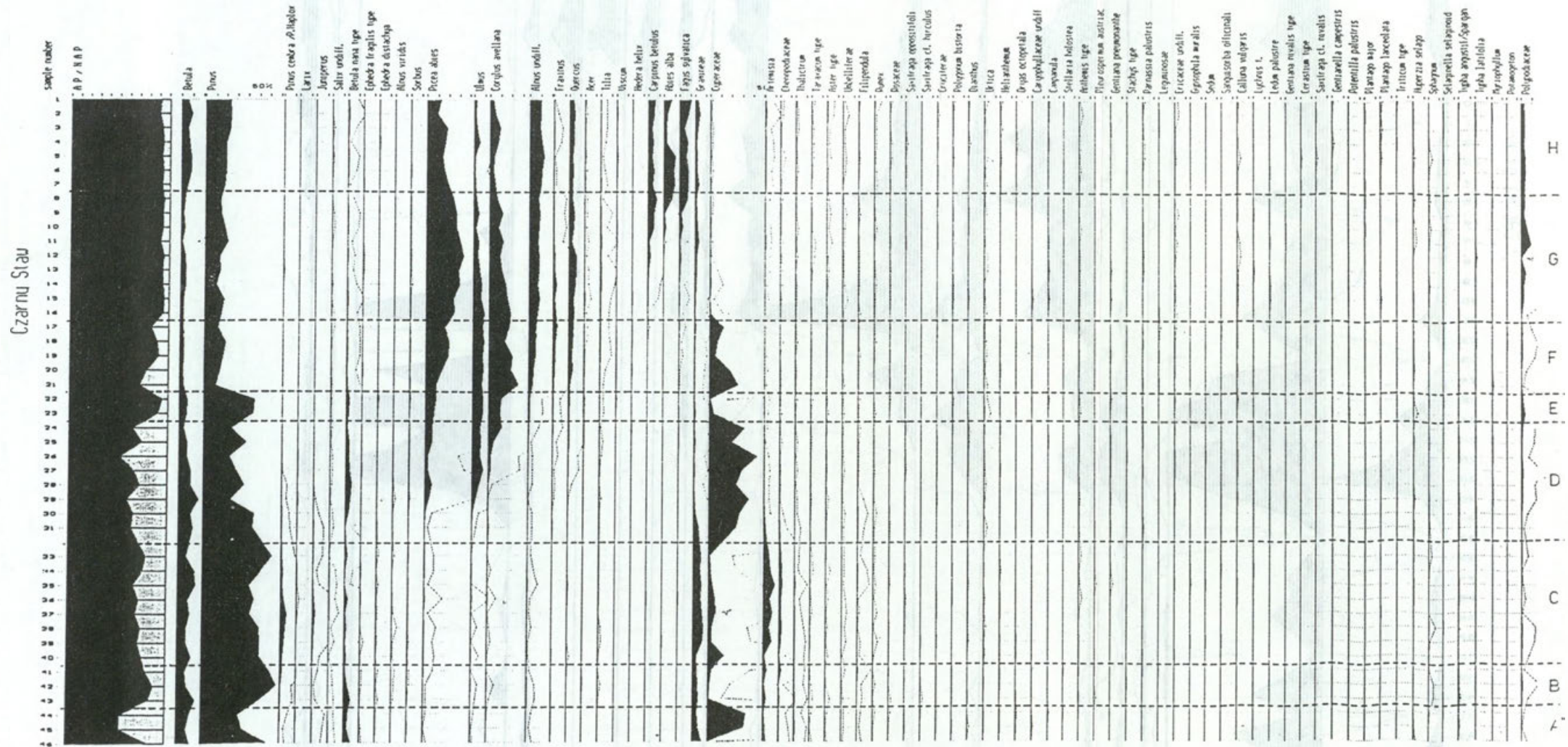
Obecność sporomorf pochodzących z dalekiego transportu w spektrach piętra alpejskiego dobrze ilustruje suma AP, osiągająca niemal 75%, oraz suma pyłku zbóż. W jednej z niewykorzystanych w przytoczonej tu tabeli prób, pochodzącej z grzbietu Wołowca (próbę otrzymałem od prof. A. Środonia), suma pyłku zbóż przekracza nawet 3%. W niższych piętrach daleki transport odgrywa, jak się wydaje, mniejszą rolę, choć nawet w piętrze regla górnego suma zbóż zbliża się do 1%.

Dla spektrów liczonych z wyłączeniem elementów spoza strefy górnej granicy lasu (tab.1, kolumna GGL), zdefiniowanie granic między piętrami roślinnymi wymaga wykorzystania większej liczby wskaźników. Suma AP przekraczająca w reglu górnym 70% nie jest wystarczającym dowodem bliskości granicy lasu, gdyż w skrajnych przypadkach także w piętrze alpejskim może ona osiągać zbliżoną wartość. Znacznie pewniejszym kryterium jest udział *Picea* przekraczający co najmniej 50%, przy równocześnie sumie *Pinus* poniżej 20% i sumie traw (*Gramineae*) nie przekraczającej 10%.

Przy interpretacji diskutowanych tu profili wykorzystane zostały także inne kryteria, jak np. lista gatunków, obecność szczątków makroskopowych, itp.

## HISTORIA WAHAŃ GÓRNEJ GRANICY LASU

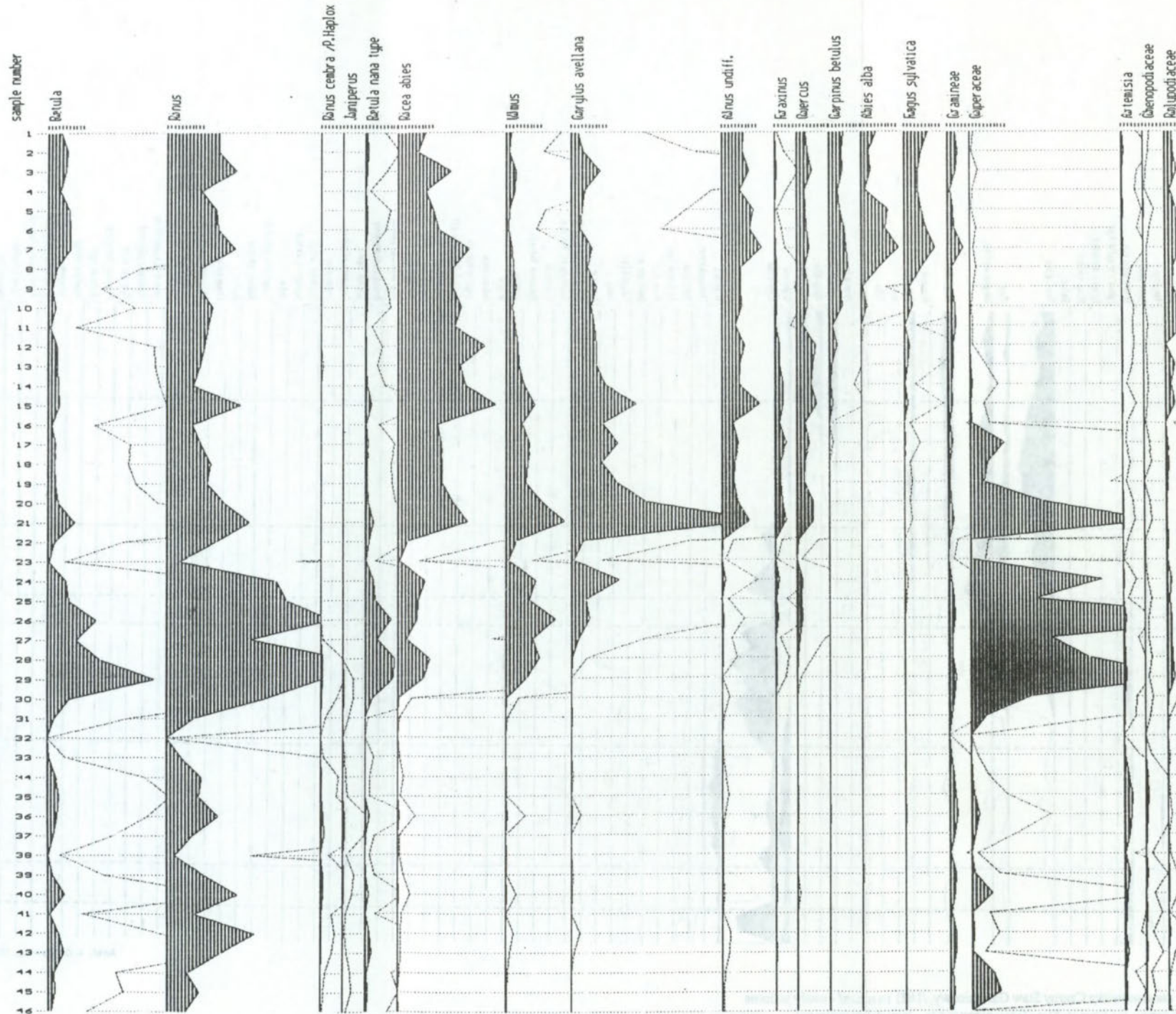
Wiele lat minęło od monograficznego opracowania górnej granicy lasu w Tatrach (Sokołowski 1928), ale dopiero teraz możliwe jest udokumentowane przedstawienie historii jej oscylacji. Według dotychczasowych ocen położenia górnej granicy lasu w kolejnych fazach późnego plejstocenu i holocenu wynika, że w interesującym nas odcinku około 12 000 lat najniżej granica ta była położona w starszym dryasie (250-550 m n.p.m.), a najwyżej w okresie atlantyckim (1800-



Anal. A. Obidowicz, 1991

Ryc. 4. Diagram procentowy dla stanowiska Czarny Staw Gąsienicowy, /1621 m n.p.m./ - osady jeziorne  
Pollen percentage diagram for Czarny Staw Gąsienicowy site - lacustrine sediment

Czarny Staw



Ryc. 5. Diagram absolutnej koncentracji sporomorf dla stanowiska Czarny Staw Gąsienicowy  
 Absolute pollen concentration diagram for Czarny Staw Gąsienicowy site

Anal. A. Obidowicz, 1991

1950 m wg różnych autorów). Prezentowane tu materiały pozwalają w zasadniczy sposób skorygować te poglądy.

#### Pre-alleröd (ŻO-A, CzS-A).

W Czarnym Stawie Gąsienicowym (CzS) jest on przypuszczalnie równoznaczny ze starszym dryasem, natomiast w Żabim Oku (ŻO) sięga być może poza starszy dryas. W obu przypadkach udział roślin zielnych przekracza 40% sumy totalnej, a w Czarnym Stawie nawet 50% (por. tab.1, kolumna GGL). Granica lasu była zatem znacznie poniżej obu stanowisk, ale raczej należy wątpić, aby miała przebiegać poniżej 500 m n.p.m., jak sugeruje W. Koperowa (1962). Oznaczałoby to bowiem, że znajdowała się poza Podhalem, a wówczas trudno było by wytłumaczyć szybką ekspansję lasu w następnym okresie. Sądzę zatem, że w okresie starszego dryasu granica lasu leżała około 700-800 m n.p.m. Tworzyć ją mogła limba, zwłaszcza u wschodniego podnóża Tatr, natomiast ku zachodowi rolę tę przejmowała sosna.

#### Alleröd (ŻO-B, CzS-B).

Spadek udziału roślin zielnych jest znaczny. Wskazuje to na podniesienie się granicy lasu. W obu profilach najwyższymi wartościami procentowymi legitymuje się *Pinus silvestris/mugo*. Można uznać, że jeżeli kiedykolwiek sosna drzewiasta miała w Tatrach swoje optimum, to było ono właśnie w allerödzie (11 800-11 000 BP), a to ze względu na kontynentalny klimat i brak konkurencji ze strony świerka. Jest zatem możliwe, że dzisiejsze płaty relikтового zespołu *Vario-Pinetum* są pozostałością rozległych lasów sosnowych tego interstadiału.

Niezwykle trudna jest ocena jak wysoko wówczas leżała granica lasu. Wnioskowanie o jej położeniu na podstawie stosunku AP/NAP oparte na rezultatach współczesnych badań powierzchniowych może być skuteczne dla holocenu. W fazach pionierskich, jak późny plejstocen w Tatrach, przy bardzo luźnej szacie roślinnej, przy słabej produkcji sporomorf lokalnych, wzrasta udział dalekiego transportu, który może sprawiać, że spektrum pozoruje stosunki takie, jakbyśmy mieli do czynienia z sąsiedztwem lasu. W Żabim Oku, w odcinku allerödskim, koncentracja pyłku *Pinus* jest niezwykle wysoka, co pozwala wnioskować o położeniu granicy lasu w sąsiedztwie stanowiska, a więc może około 1250-1300 m n.p.m. Było by to zgodne z dzisiejszym grupowym zasięgiem sosny reliktovej w Tatrach (Łysek 1974). Natomiast w pobliżu Czarnego Stawu Gąsienicowego mogła podejść kosodrzewina, co potwierdza obecność szczątków makroskopowych *Pinus* (naczynia lejkowate, aparaty szparkowe).

#### Młodszy dryas (ŻO-C, CzS-C)

Depresja klimatyczna młodszego dryasu sprawia, że granica lasu ponownie obniża się do podnóża Tatr. Według W. Koperowej (op.cit) granica ta leżała na wysokości około 600-800 m n.p.m. Z badań torfowisk Podhala (Obidowicz 1990) wynika, że u schyłku młodszego dryasu granica lasu przebiegała na poziomie około 1100 m n.p.m. W obu profilach bardzo wyraźnie zaznacza się obecność *Pinus cembra*. Na liście oznaczonych rodzajów i gatunków można doszukać się

tych, które rosną dzisiaj w zespole boru limbowego *Larici-Cembretum*. Brak jest jedynie świerka. Prezentowane profile, a także wcześniejsze prace upoważniają do stwierdzenia, że młodszy dryas był czasem optymalnym dla lasów limbowych w Tatrach, co potwierdzałoby kontynentalny charakter klimatu tej fazy. Należy jednak wziąć pod uwagę, że wyeksponowanie limby w diagramach może być rezultatem obniżenia się granicy lasu, które głównie dotknęło *Pinus silvestris*. Obecność *Pinus cembra* w Karpatach Zachodnich jest udokumentowana w późnym plejstocenie także szczątkami makroskopowymi (Środoń 1952, Jankovska 1984).

Omawiane tu profile są kolejnymi, po Puściźnie Rękowiańskiej (Obidowicz 1990), w których zaznaczona jest obecność *Alnus viridis*. Jest to wprawdzie obecność śladowa wskazująca raczej na daleki transport, ale nie wyklucza możliwości występowania olszy zielonej na terenie Karpat Zachodnich w różnych okresach późnego plejstocenu i holocenu.

### Holocen

Okres ten rozpoczyna się gwałtownym wzrostem rocznych temperatur, a związana z tym zwiększona produkcja sporomorf uwidacznia się w profilu Czarnego Stawu Gąsienicowego niezwykle wysoką koncentracją (ryc.5). W całym pierwszym odcinku holocenu (CzS-D), który obejmuje okresy preborealny i borealny, nic nie wskazuje na podnoszenie się lasu. Jego górna granica utrzymywała się do końca boreału niewątpliwie znacznie poniżej warstwy Czarnego Stawu. Przyczyną wstrzymania postępu lasu w rejon Stawów Gąsienicowych mógł być gruby materiał skalny i wczesne stadia rozwojowe gleb skłonnych do ruchów soliflukcyjnych. Równocześnie odtajanie zmarzliny stworzyło wilgotne siedliska sprzyjające rozwojowi muraw alpejskich z *Cyperaceae*. W tatrzańskie lasy wchodzi pomału świerk.

Nie wiemy niestety jak wyglądał początek holocenu w Dolinie Rybiego Potoku, gdyż między końcem młodszego dryasu a spągami holocenijskiego torfu jest luka sedymentacyjna, która pozbawiła profil z Żabiego Oka co najmniej okresu preborealnego. Znajdujemy się od razu w okresie borealnym, kiedy w niższych położeniach rosną *Ulmus*, *Corylus* i inne ciepłolubne. Granica utworzona przez lasy świerkowe znajduje się już powyżej 1400 m n.p.m. Limba zepchnięta zostaje na skrajne siedliska.

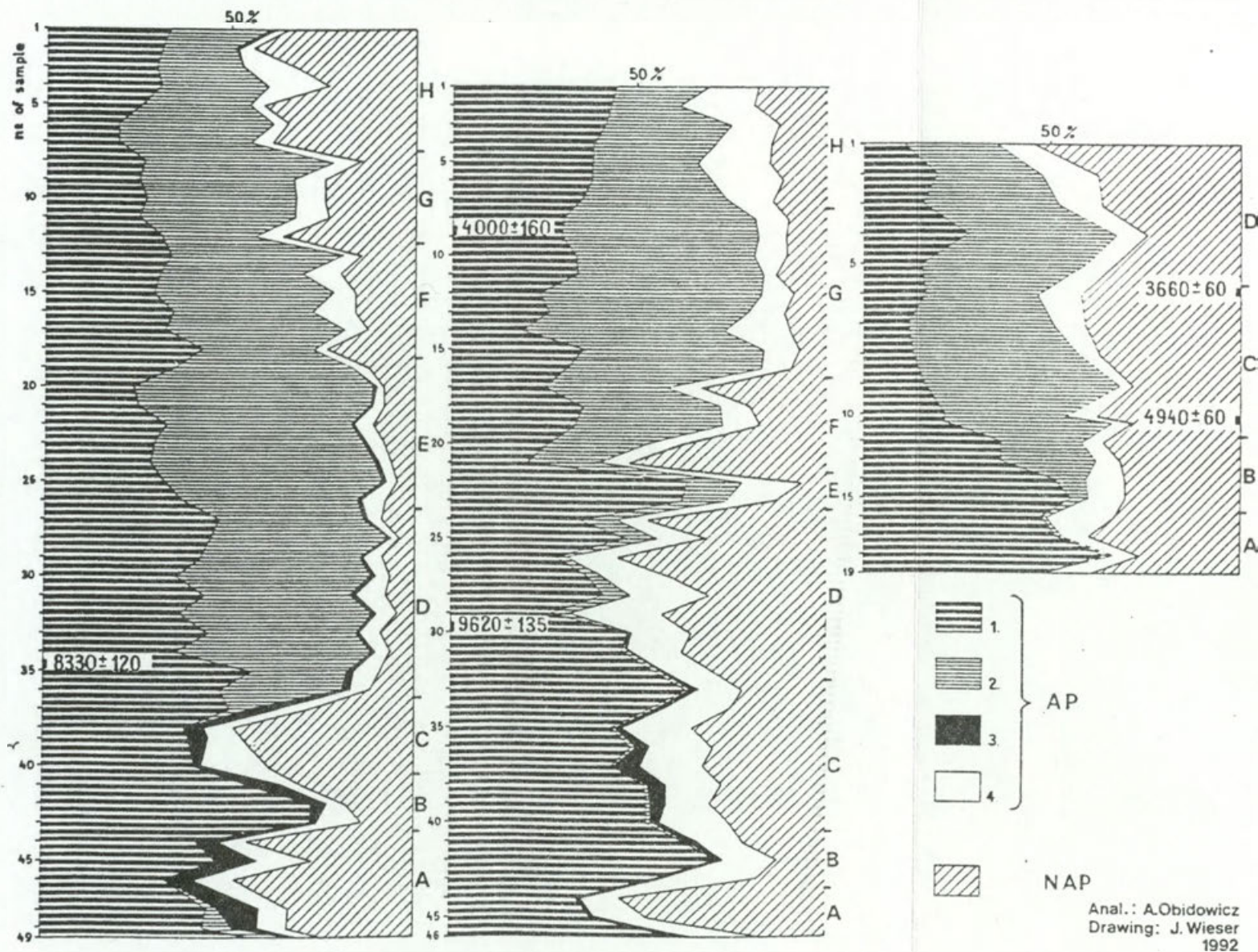
W całym odcinku borealno-atlantyckim (ZO-D) brak jest zauważalnych zmian w tej części Tatr. Dopiero początek okresu subborealnego (ZO-E) zaznacza się przesunięciem górnej granicy lasu po jej najwyższy w holocenie zasięg, na co wskazują maksymalne wartości świerka zarówno w diagramie procentowym, jak i absolutnej koncentracji.

W profilu Czarnego Stawu Gąsienicowego, do górnej granicy fazy preborealno-borealnej przylega warstwa (CzS-E), która jest rezultatem okresu silnych lokalnych zmywów stokowych, które doprowadziły do zerodowania starszej części fazy atlantyckiej. Gwałtowność tego zjawiska potwierdza niezwykle niska absolutna koncentracja sporomorf w próbach 22 i 23. W tym rejonie Tatr granica lasu

ŻABIE OKO (1390 m.a.s.l.)

CZARNY STAW (1620 m.a.s.l.)

SIWE SADY (1542 m.a.s.l.)



Ryc. 6. Syntetyczne diagramy ilustrujące oscylacje górnej granicy lasu  
 1 - *Pinus silvestris/mugo*, 2 - *Picea abies*, 3 - *Pinus cembra*, 4 - pozostałe drzewa i krzewy.  
 Simplified survey pollen diagrams showing the fluctuation of the upper timberline  
 AP: 1 - *Pinus silvestris/mugo*, 2 - *Picea abies*, 3 - *Pinus cembra*, 4 - other trees and shrubs.

świerkowego osiąga swoją maksymalną wysokość także dopiero na początku okresu subborealnego (CzS-G). Brak nam pewnych argumentów dla ustalenia jak wysoko mogła ona przebiegać. Uwzględniając jednak warunki orograficzne i zasięg obecnej granicy drzew można uznać, że potencjalna górna granica lasu w swoim maksymalnym zasięgu nie przekraczała 1700 m n.p.m.

W Tatrach Zachodnich, w okresie borealnym (SS-A), warstwa Siwych Sądów (1542 m) znalazła się w strefie kosodrzewiny, do której od dołu przylegały lasy sosnowe. Dopiero pod koniec okresu atlantyckiego (SS-B) formuje się granica na styku lasów świerkowych i piętra kosodrzewiny, osiągająca na początku okresu subborealnego (SS-C) wysokość torfowiska. Dowodzą tego świerki zachowane w spągu profilu torfowego.

Najwyższe położenie potencjalnej granicy lasu świerkowego w Tatrach Wysokich, tj. około 1700 m n.p.m., utrzymuje się po około 4000-3600 BP. W Tatrach Zachodnich jest ona w tym czasie na wysokości około 1550 m. Różnica ta wynika z aktywności procesów stokowych w Tatrach Zachodnich (por. Libelt 1988).

Między 3600 a 3000 BP dokonuje się przeformowanie lasów tatrzańskich; powstają wszystkie najważniejsze zonalne zespoły leśne (Obidowicz 1990). Odbywa się to kosztem świerka. Zwiększa się obszar zajęty przez kosodrzewinę, co najwyraźniej widać w rejonie Stawów Gąsienicowych. Niestety profil Czarnego Stawu urywa się około 2000 BP. Około 1000 lat BP ulega przerwaniu akumulacja torfu w profilu Siwych Sądów na skutek przysypania torfowiska przez materiał gruzowy. Natomiast najmłodszy odcinek holocenu zapisany w Żabim Oku (ŻO-H), to coraz większy wpływ człowieka na lasy tatrzańskie, doprowadzający do znacznego uszczuplenia powierzchni zalesionej. Te antropogeniczne przemiany maskują ewentualny wpływ małej epoki lodowej na położenie górnej granicy lasu.

Powyższe rozważania upoważniają do wniosku, że w późnym plejstocenie oscylacje granicy lasu dokonywały się w zakresie około 600 m i była ona uformowana przez limbę lub sosnę zwyczajną, natomiast holocenińska granica lasu, utworzona przez świerk oscylowała w pasie o szerokości około 150-200 m.



## LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Obidowicz A., (1994), *Kontrowersje datowań radiowęglowych i wyników badań palinologicznych na przykładzie osadów z Tatr Polskich*, Zesz. Nauk. Polit. Śląsk, 10.
- Burga C., 1990, *Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie*, Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 135/1.
- Gorczałowski P., Szijátov S.G., 1985, *Fitoindikacja ustóvíj sriedy i prirodnych processov v vysokogoriach*, Izd. "NAUKA", Moskva.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 12.
- Jankovská V., 1984, *Late glacial finds of Pinus cembra L. in the Lubovnianska Kottlina Basin*, Folia Geobot. Phytotax., 19.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, Acta Palaeobot., 13/2.
- Kral F., 1971, *Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. Rekonstruktionsversuch der Waldgrenzendynamik*, Österr. Agrarverlag, Wien.
- 1979, *Spät - und postglaziale Vegetationsgeschichte der Alpen auf Grund der bisherigen Pollenanalysen*, Veröff. Inst. Waldbau Univ. Bodenkult. Wien.
- Krupiński K., 1984, *Evolution of Late Glacial and Holocene Vegetation in the Polish Tatra Mts. Based on Pollen Analysis of Sediments of the Przedni Staw Lake*, Bull. Pol. Acad. Sci., 31/1-4.
- Landolt E., 1983, *Probleme der Höhenstufen in den Alpen*, Botanica Helvetica, 93/2.
- Libelt P., 1988, *Warunki i przebieg sedimentacji osadów postglacialnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotliny Starorobociańskiego*, Studia Geomorph. Carp.-Balc., 22.
- Libelt P., Obidowicz A., (w druku), *Die holozäne Evolution der natürlichen Umwelt in der Stufe der oberen Waldgrenze in der West-Tatra*, Z. Geomorph.
- Łysek S., 1974, *Sosna Pinus silvestris*, [w:] *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*, 3, Wrocław.
- Mangerud J., Anderson S., Berglund B.E., Donner J.J., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, Boreas, 3/3.
- Myczkowski S., 1967, *Projekt sieci rezerwatów ścisłych w Tatrzańskim Parku Narodowym*, Ochr. Przyr., 32.
- Myczkowski S., Bednarz Z., 1974, *Limba Pinus cembra*, [w:] *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*, 3, Wrocław.
- Obidowicz A., 1990, *Eine pollenanalytische und moorkundliche Studie zur Vegetationsgeschichte des Podhale-Gebietes (West-Karpaten)*, Acta Palaeobot., 30/1-2.
- Sokołowski M., 1928, *O górnej granicy lasu w Tatrach*, Wyd. Fund. „Zakłady Kórnickie”, Kraków.
- Środoń A., 1948, *Górna granica lasu na Czarnohorze i w Górach Czerwonych*, Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU, 72.
- 1952, *Ostatni glacial i postglacial w Karpatach*, Wyd. PIG, Warszawa.
- Tranquilini W., 1979, *Physiological ecology of the alpine timberline*, Ecol. Stud., 31.
- Walten M., 1950, *Beobachtungen über den rezenten Pollenniederschlag in alpiner Vegetation*, Ber. Geobot. Inst. Rübél, 1949.

## FLUCTUATION OF THE FOREST LIMIT IN THE TATRA MTS DURING THE LAST 12 000 YEARS

### Summary

The work presents results of the pollen-analytical studies of peat and lacustrine sediments in the region of subalpine zone in the Tatra Mountains. Three localities were investigated: Żabie Oko (ŻO) at 1390 m a.s.l. in the Rybiego Potoku Valley, Czarny Staw Gąsienicowy (CzS) at 1621 m a.s.l. in the Gąsienicowa Valley and Siwe Sady (SS) at 1542 m a.s.l. above the Pyszniańska Valley.

The present pollen precipitation was analysed in transects between the foot of mountains and their main ridge. The aim was to establish a modern model to interpret fossil pollen spectra.

The calculation sum for pollen percentage diagrams (Fig.2 and 4) was the pollen sum of all trees, shrubs, dwarf-shrubs, herbs and graminids, excluding aquatics, pteridophytes and bryophytes. The same calculation sum was used for the present pollen spectra (Tab.1 „T”). The total pollen concentration per cm<sup>3</sup> is shown in Fig.3 and 5. As a basis for discussion the oscillation of timberline altitude (Fig.6) the other calculation sum is used. It consists only of characteristic species of the timberline area (*Pinus silvestris/mugo*, *Pinus cembra*, *Larix sp.*, *Picea abies*, *Betula sp.*, *Salix sp.*, *Sorbus sp.*, *Betula cf. nana*, *Ephedra distachya-Typ*, *E. fragilis-Typ*, *Alnus viridis*, and NAP excluding aquatics, pteridophytes, bryophytes and cereals). The same sum refers to the present pollen spectra (Tab.1 „GGL”).

During the pre-Alleröd the timberline was situated at 700-800 m a.s.l. It was formed by *Pinus cembra* and *Pinus silvestris*. In Alleröd there occurred a maximum development of *Pinus silvestris* forests. The timberline with pine moved upwards and reached 1250-1300 m a.s.l. During the Younger Dryas forests of *Larix* and *Pinus cembra* became more frequent, and the timberline was lowered to the level from before Alleröd.

The radical change of climate at the beginning of the Holocene induced doubtless upward movement of the timberline, but nothing is known about its height.

During the Boreal-Atlantic period it was situated above 1390 m a.s.l. in the region of the Rybiego Potoku Valley and below 1621 m a.s.l. in region of the Gąsienicowa Valley.

Not earlier than the beginning of the Subboreal the timberline with spruce in the High Tatras (ŻO and CzS) was located at an altitude of 1700 m. It was in the Western Tatras (SS) about 150-200 m lower. This difference results from the higher activity of debris flows on slopes. The timberline remained in its highest site (ca. 1700 m a.s.l.) up to about 4000 - 3600 BP. At that time all zonal forest communities began to form, and the area occupied by spruce was reduced.

In the younger part of the Holocene man's activity in the Tatra forests increases. Nowadays the timberline is located at about 1450-1550 m a.s.l.

Translated by A. Obidowicz

EVALUATION OF THE FOREST PLAN IN THE YEAR 1970  
DURING THE LAST FIVE YEARS

... ..

The first part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The second part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The third part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The fourth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The fifth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The sixth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The seventh part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The eighth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The ninth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The tenth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The eleventh part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The twelfth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

The thirteenth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970). The fourteenth part of the report deals with the evaluation of the forest plan in the year 1970. It is based on the data collected during the last five years (1965-1970).

MARIA BAUMGART-KOTARBA  
ADAM KOTARBA  
PRZEMYSIAW WACHNIEW

MŁODOHOŁOCEŃSKIE OSADY JEZIORNE MORSKIEGO OKA  
W TATRACH WYSOKICH ORAZ ICH DATOWANIE  
RADIOIZOTOPAMI  $^{210}\text{Pb}$  i  $^{14}\text{C}$

Późnoglacialna i holocenińska historia przemian środowiska naturalnego przegłębionych cyrków i dolin glacialnych Tatr Wysokich jest zapisana w osadach jeziornych. Procesy fizyczne, chemiczne i biologiczne sprawiły, że zostały uformowane luźne pokrywy, które okrywają zarówno stoki, jak i dna dolin. Misy jeziorne są wypełnione osadami drobnofrakcyjnymi, głównie mułkami organicznymi i bardzo drobnymi piaskami redeponowanymi ze stoków, a zwłaszcza ze stożków grawitacyjno-napływowych. Osady grubsze, piaski średnie i grube oraz żwiry tworzą pojedyncze warstwy o miąższości 0,5 mm - 2 cm. Czasem w takim materiale tkwią większe okruchy granitowe o średnicy 5 mm - 1 cm. Okruchy większe trafiają się bardzo rzadko. Z właściwości granulometrycznych i ułożenia można rekonstruować ważniejsze zdarzenia postglacialnej ewolucji środowiska wysokogórskiego.

CEL PRACY

Celem artykułu jest przedstawienie najmłodszych osadów dennych z Morskiego Oka, jeziora tatrzańskiego położonego na wysokości 1395 m n.p.m. Znajomość osadów jeziornych w wysokogórskim obszarze Tatr wciąż nie jest wystarczająca, mimo tego, że badania zaczęły się w latach 1974-1978. Prowadzone były pod kierunkiem prof. J. Kondrackiego i dra K. Więckowskiego. Zostały one podsumowane kilkoma publikacjami o charakterze interdyscyplinarnym w tomie Prac i Studiów Geograficznych Uniwersytetu Warszawskiego (1984), w publikacji K.M. Krupińskiego (1984) oraz B. Marciniak i A. Cieśli (1983). Osady z Morskiego Oka także były pobierane przez zespół warszawski i dr B. Wicik wyraził opinię, że utwory denne Morskiego Oka są bardzo zaburzone prawdopodobnie wskutek działania lawin, oraz że trudno jest pobrać z nich zadawalający rdzeń do badań. Po wykonaniu wierceń w marcu 1989r. możemy potwierdzić częściowo tę opinię. Wiercenie najgłębsze z rdzeniem o długości 3 m ma liczne struktury pogrążowe i w porównaniu z Czarnym Stawem Gąsienicowym (Baumgart-Kotarba, Kotarba, w tym tomie) znacznie

zróznicowane osady holocenijskie pod względem litologicznym. Dlatego przedmiotem tej pracy jest przede wszystkim analiza płytkich rdzeni, a odniesienie do rdzenia głębokiego będzie możliwe po powtórnych wierceniach w dnie Morskiego Oka.

#### ZASTOSOWANE METODY

Badania ciemnobrunatnych i czarnych młodoholocenijskich osadów jeziornych w Tatrach Wysokich stały się możliwe dzięki zastosowaniu aparatury przystosowanej do pobierania płytkich rdzeni o nienaruszonej strukturze, o przekroju prostokątnym 34 x 64 mm. Aparatura taka skonstruowana w Uniwersytecie w Uppsali i użyta do badań tatrzańskich w Czarnym Stawie Gąsienicowym (Baumgart-Kotarba i in. 1990) pozwala pobierać próby osadu o miąższości do 40 cm łącznie z galaretowatą, nieskonsolidowaną, przydenną częścią rdzenia. Próby przewiezione z terenu do laboratorium w pozycji pionowej i poddane analizie rentgenograficznej, pozwalają dokumentować struktury najmłodszych osadów. Aparatura ta skonstruowana przez V. Axelssona i L. Hakanssona (1972) była stosowana w Tatrach równocześnie z aparaturą D.A. Livingstona (1955) zmodyfikowaną przez Karlana w Uniwersytecie Sztokholmskim, którą pobrano osady o miąższości do 3 m. Dopiero rdzenie pobrane obiema metodami, zestawione razem, przypuszczalnie dają pełną sekwencję holocenijskich osadów jeziornych. Analizy palinologiczne wykonane przez A. Obidowicza (w tym tomie) z osadów Czarnego Stawu Gąsienicowego wykazały, że w rdzeniach pobieranych tylko za pomocą aparatury Livingstona, brakuje najmłodszego odcinka odpowiadającego ostatnim 2000 lat (Baumgart-Kotarba i in. 1994). Nie wiadomo czy brak tych osadów jest uwarunkowany względami technicznymi poboru materiału czy nieznanymi przyczynami sedymentacyjnymi, które sprawiły, że w ostatnich 2000 lat w osi rynny Czarnego Stawu Gąsienicowego nie zachodziła depozycja.

Praca przedstawia wyniki badań najmłodszych osadów Morskiego Oka. Płytkie rdzenie będące przedmiotem niniejszego opracowania zostały pobrane w marcu 1989r. Zdjęcia rentgenowskie rdzeni wykonano w Akademii Medycznej w Krakowie. Zdjęcia dostarczają informacje na temat gęstościowego zróznicowania osadu oraz struktur sedymentacyjnych, które z uwagi na ciemnobrunatne zabarwienie materii organicznej są trudne do wykrycia podczas bezpośredniej obserwacji. Warstwy o dużej gęstości zawierają znaczną ilość substancji mineralnych i odfotografowują się jako jasne smugi lub paski. Każda warstwa o miąższości nawet poniżej 1 mm, zawierająca materiał o znacznej gęstości, a także pojedyncze okruchy skalne i grube ziarna piasku, jest łatwo rozpoznawalna na zdjęciu rentgenowskim. Naświetlenia wykonano aparatem rentgenowskim firmy Phillips K 140 Be (50 kV, 2 mA) w Klinice Onkologii Akademii Medycznej w Krakowie. Czas naświetlenia wynosił 1 minutę i 30 sekund a odległość 50 cm. Użyto filmy rentgenowskie firmy Agfa-Gevaert, Structurix D7 Pb produkcji belgijskiej. Negatywy rentgenowskie były poddane analizie

densytometrycznej na mikrodensytometrze MD 100 w Instytucie Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego. Pomierzono gęstość optyczną zarejestrowanych fotograficznie linii widma względem odbić rentgenowskich. Krzywe densytometryczne obrazują związek między różnicowaniem fototonalnym i gęstością osadu. Dzięki temu można rozdzielać nawet drobne struktury sedymentacyjne o zmiennej zawartości substancji mineralnej. Pewną niedogodność stanowią warstewki ułożone skośnie, które w obrazie rentgenowskim odfotografowują się jako warstwy o większej miąższości niż rzeczywistość i równocześnie rzadsze. Prześwietleniu podlegał rdzeń o miąższości około 32 mm.

Skład granulometryczny osadu określono metodą sitową (sianie na mokro) dla frakcji ponad 1 mm, 1-0,125 mm, 0,125-0,063 mm i poniżej 0,063 mm. Do oznaczenia zawartości frakcji drobniejszej poniżej 2  $\mu$  użyto laserowy analizator składu mechanicznego „Analysette 22” wyprodukowany przez firmę Fritsch. Bezwzględny wiek osadu oznaczono za pomocą datowania izotopem węgla oraz izotopem ołowiu Pb. Z czterech rdzeni pobranych w Morskim Oku (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> i S<sub>6</sub>), (ryc.1) poddano bliższej analizie dwa: S<sub>6</sub> zlokalizowany w najgłębszej części jeziora (51 m) i S<sub>3</sub> zlokalizowany w obrębie południowego skłonu misy jeziornej (głębokość 37 m) będącego przedłużeniem gruzowych stoków usypiskowo-napływowych.

Datowanie najmłodszych 150-letnich osadów Morskiego Oka wykonano na rdzeniu S<sub>3</sub>, natomiast wiek bezwzględny osadów spagowych płytkiego rdzenia oznaczono za pomocą metody <sup>14</sup>C. Metodę <sup>210</sup>Pb zastosowano po raz pierwszy w Tatrach, a ponieważ nie jest powszechnie stosowana w Polsce, więc poświęcamy jej więcej miejsca w niniejszym opracowaniu. Datowanie za pomocą izotopu ołowiu wykonał współautor pracy mgr P. Wachniew z Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej AGH. Inne datowanie wykonane w Laboratorium Politechniki Śląskiej określa wiek spągu osadów z głębokości 3 m pod dnem pobranych aparaturą Livingstona.

#### METODA DATOWANIA RADIOIZOTOPEM <sup>210</sup>Pb

<sup>210</sup>Pb jest elementem występującego w przyrodzie uranowego (<sup>238</sup>U) szeregu izotopów promieniotwórczych. Izotop ten jest naturalnym znacznikiem, umożliwiającym wyznaczenie szybkości akumulacji osadów jeziornych, morskich, torfów i lodu lodowcowego. Zastosowany <sup>210</sup>Pb jest przydatny tylko w przypadku obiektów młodszych niż 100-150 lat. Ograniczenie to wynika z długości czasu połowicznego zaniku <sup>210</sup>Pb, który wynosi 22,26 lat. Metodę zastosowano po raz pierwszy do wyznaczenia szybkości akumulacji lodu (Goldberg 1963), a następnie do osadów jeziornych (Krishnaswamy i in. 1971). Obecnie jest to powszechnie stosowana metoda datowania najmłodszych osadów, pomocna do śledzenia chronologii antropogenicznych zmian środowiska, znajdujących odbicie w osadach.

Obieg <sup>210</sup>Pb w przyrodzie jest związany z obiegiem izotopów <sup>226</sup>Ra i <sup>222</sup>Rn, które poprzedzają go w szeregu uranowym. Wszystkie trzy izotopy wykazują

względem siebie pewną niezależność  $^{222}\text{Rn}$  w środowiskach wodnych. Przyczyną tego są własności  $^{222}\text{Rn}$ , który jest gazem szlachetnym migrującym z gruntu i skał do atmosfery. Źródłem  $^{210}\text{Pb}$  w wodach powierzchniowych jest więc nie tylko zawarty w nich  $^{226}\text{Pb}$ , ale również opady atmosferyczne. Głównym źródłem  $^{210}\text{Pb}$  w jeziorze mogą być zarówno bezpośrednie opady na powierzchnię jeziora, jak i ciekli wodne dopływające do niego. O tym, który sposób dostarczania izotopu dominuje decydują: rozmiar jeziora i jego zlewni, rodzaj podłoża, hydrologia wód podziemnych i mobilność  $^{210}\text{Pb}$  w danym systemie (Benoit, Hemond 1991). W wodzie jeziornej izotop ten może występować w formie rozpuszczonej lub związany na powierzchni zawieszonych cząstek;  $^{210}\text{Pb}$  wchodzi w skład osadu z opadającymi na dno cząstkami zawiesiny, głównie tlenkami żelaza i manganu (Carpenter i in. 1981) oraz materią organiczną.

Cały zasób  $^{210}\text{Pb}$  zawartego w wydzielonej warstwie osadu  $A_f(h)$  można podzielić na dwie składowe:

$$A_f(h) = A_s(h) + A_u(h), \quad (1)$$

gdzie:  $A_s(h)$  oznacza składową autogeniczną powstałą w złożonym już osadzie,  $A_u(h)$  oznacza część allogeniczną (nadmiarową),  $h$  - odległość warstwy od powierzchni osadu. Wielkość składowej autogenicznej uważa się zwykle za stałą w czasie i równą koncentracji  $^{226}\text{Ra}$  w danej warstwie. Jest to słuszne, gdy pomiędzy  $^{210}\text{Pb}$  i  $^{226}\text{Ra}$  zachodzi równowaga promieniotwórcza. Często jako aktywność autogenicznego  $^{210}\text{Pb}$  przyjmuje się wartość wyznaczoną dla dostatecznie głębokiej warstwy, w której allogeniczny  $^{210}\text{Pb}$  uległ już całkowitemu rozpadowi. Wielkość składowej allogenicznej w danej warstwie osadu maleje w czasie zgodnie z prawem rozpadu promieniotwórczego. Wyznaczenie rozkładu aktywności allogenicznego  $^{210}\text{Pb}$  wzdłuż przekroju osadu pozwala na określenie szybkości sedymentacji i charakteru jej ewentualnej zmienności. Istotą metody jest więc wykorzystanie bezpośredniej zależności pomiędzy aktywnością allogenicznego  $^{210}\text{Pb}$  w wydzielonej warstwie osadu a czasem, jaki upłynął od jej powstania. Istnieją dwa modele matematyczne opisujące tę zależność (Robbins 1978): model stałej koncentracji początkowej, zakładający stałą koncentrację  $^{210}\text{Pb}$  w górnej warstwie osadu oraz model stałej szybkości zasilania zakładający stałość strumienia  $^{210}\text{Pb}$  dostarczanego do osadu. Stosując te modele do wyznaczonego profilu głębokościowego można wyliczyć szybkość sedymentacji  $r$  wyrażoną w mm/rok. Zgodnie z modelem stałej koncentracji początkowej aktywność  $^{210}\text{Pb}$  na głębokości  $h$  wyraża następujący wzór:

$$A_u(h) = A_u(0) \cdot \exp(a \cdot h) = A_u(0) \cdot \exp(\lambda \cdot t), \quad (2)$$

gdzie  $t$  oznacza wiek osadu oraz  $h=r \cdot t$ . Ostatecznie otrzymujemy:

$$r = \frac{\lambda}{a} \quad (3)$$

Jeżeli wyniki pomiarów przedstawimy na wykresie z logarymiczną skalą aktywności właściwej  $^{210}\text{Pb}$ , to  $a$  jest parametrem kierunkowym prostej dopasowanej do punktów pomiarowych metodą najmniejszych kwadratów.

Produktem rozpadu  $^{210}\text{Pb}$  jest emitujący cząstki  $^{210}\text{Po}$ . Aktywność obu izotopów w układach zamkniętych jest równa przez co najmniej dwa lata. Po tym czasie pomiędzy oboma izotopami ustala się stan równowagi promieniotwórczej. Dlatego też w badanym materiale można bezpośrednio oznaczać aktywność  $^{210}\text{Po}$ , co pozwala wykorzystać zalety spektroskopii cząstek  $\alpha$ . Do wyznaczenia koncentracji  $^{210}\text{Po}$  w próbach osadów z Morskiego Oka zastosowano metodę wykorzystującą zdolność polonu do samoistnej elektrodepozycji na powierzchni srebra (Wachniew 1992). Próbkę osadu były rozpuszczone w kwasie azotowym, a otrzymany roztwór przeprowadzany do postaci 0,5 n HCl. Depozycja polonu zachodziła na krążku wyciętym ze srebrnej blachy. Aktywność otrzymanych źródeł wyznaczono za pomocą detektora półprzewodnikowego i analizatora wielokanałowego. Do kontrolowania wydajności odzyskania  $^{210}\text{Pb}$  używano roztworu zawierającego znaną aktywność  $^{208}\text{Pb}$ . Koncentrację  $^{210}\text{Pb}$  wyznaczono dla 9 prób osadu. Wszystkie próby, oprócz jednej, pobrano z odcinka powyżej wyraźnej piaszczystej warstwy położonej na głębokości 65 mm. Próba pobrana z głębokości 150 mm posłużyła do określenia koncentracji autogenicznego  $^{210}\text{Pb}$ . Próby uzyskano wycinając z rdzenia fragmenty o grubości 2-3 mm. Osad następnie suszono w temperaturze 110°C. Suche masy badanych próbek zawierały się w granicach 0,4-1,2 g. Do badania wybierano materiał o ciemnej barwie, unikając piaszczystych wkładek, tym niemniej w nierozpuszczalnej pozostałości po ekstrakcji znajdowano fragmenty mineralne o wielkości do 1 mm.

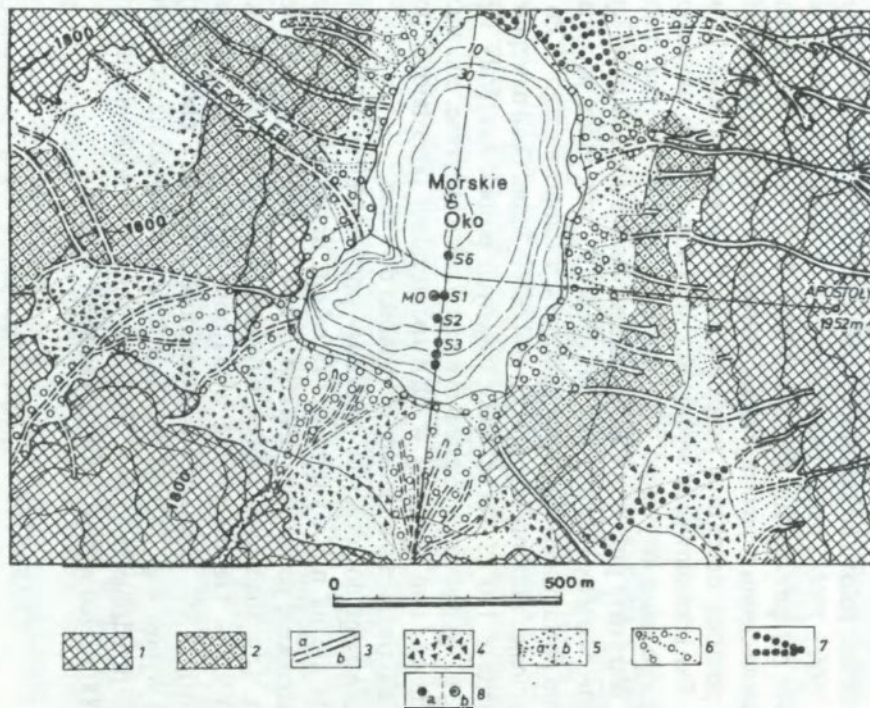
Ważnymi parametrami dotyczącymi procedury pomiarowej są: całkowita wydajność (składa się na nią wydajność ekstrakcji, depozycji i pomiaru aktywności) oraz szerokość połówkowa (FWHM) pików w otrzymanym widmie promieniowania  $\alpha$ . Dla zbadanych próbek uzyskana wydajność zawiera się w przedziale 7,3-9,8%. Geometryczna wydajność detekcji wyznaczona teoretycznie wynosi 21,4%. Sumaryczna wydajność procedury chemicznej i depozycji polonu wynosi więc 34,1-45,8%. Szerokość połówkowa uzyskanych pików zawiera się w przedziale 35-55 keV. Najdłuższy czas pomiaru konieczny do zarejestrowania 1000 zliczeń wynosi 4 doby (Wachniew 1992).

## CHARAKTERYSTYKA OSADÓW

### LOKALIZACJA RDZENI I ZASILANIE JEZIORA

Z dna jeziora pobrano cztery płytkie rdzenie: S<sub>3</sub> w odległości 130 m, S<sub>2</sub> w odległości 180 m, S<sub>1</sub> w odległości 226 m i S<sub>6</sub> w odległości około 330 m od południowego brzegu jeziora zasilanego przez procesy fizyczne zachodzące na rozległych stożkach grawitacyjno-aluwialnych u wylotów żlebów z Kottów Miękuszwieckich (ryc. 1). Stożki od ścian skalnych do brzegu jeziora mają 350-400 m długości. W odległości 80 i 100 m od brzegu nie udało się pobrać rdzeni z dna jeziora, gdyż występują tam duże bloki. Stwierdzone głębokości potwierdzają



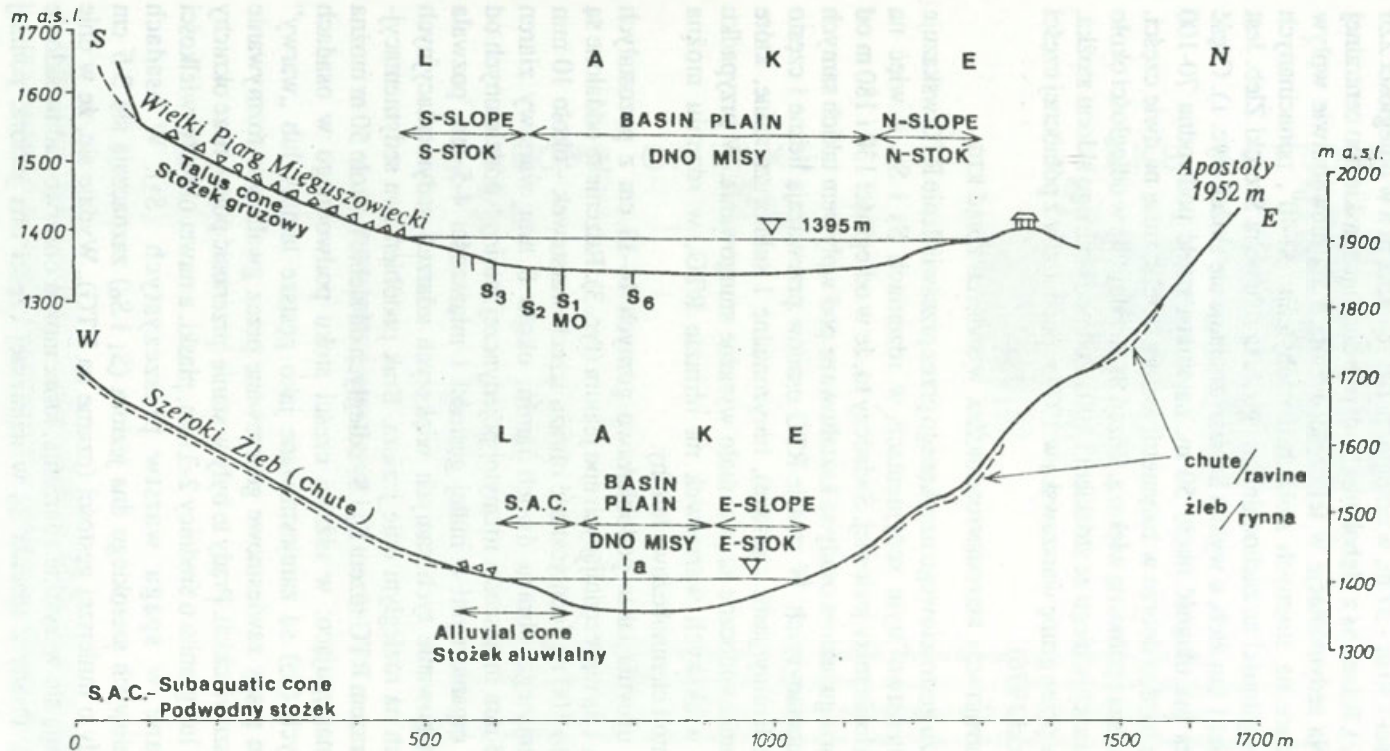


Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna otoczenia Morskiego Oka z lokalizacją wierceń

1 - ściana skalna, 2 - stok skalny, okryty cienką pokrywą zwierzelinową (do 0,5 m), 3 - rynny wycięte w utworach luźnych (a) i w litej skale (b), 4 - stok obrywowo-usypiskowy, 5 - stożek gruzowy usypiskowy (a) i stok gruzowy (b), 6 - stożki aluwialne uformowane przez spływy gruzowe, 7 - wały morenowe, 8 - lokalizacja wierceń płytkich (a) i wierceń głębokiego MO (b).

Geomorphological map of the nearest surroundings of Lake Morskie Oko and location of shallow lacustrine sediment cores

1 - rock wall, 2 - debris-mantled slope, 3 - debris flow gully (a) and chute (b) cut in solid rock, 4 - rockslide/rockfall slope, 5 - gravity sorted talus cone (a) and gravity sorted talus heap (b), 6 - alluvial talus slope, 7 - distinct moraine ridge, 8 - location of shallow (a) and deep MO cores (b).



Ryc. 2. Profile podłużny i poprzeczny przez skłony i dno misy Morskiego Oka

Lokalizacja profili na ryc. 1.

Longitudinal profile and cross section of Lake Morskie Oko

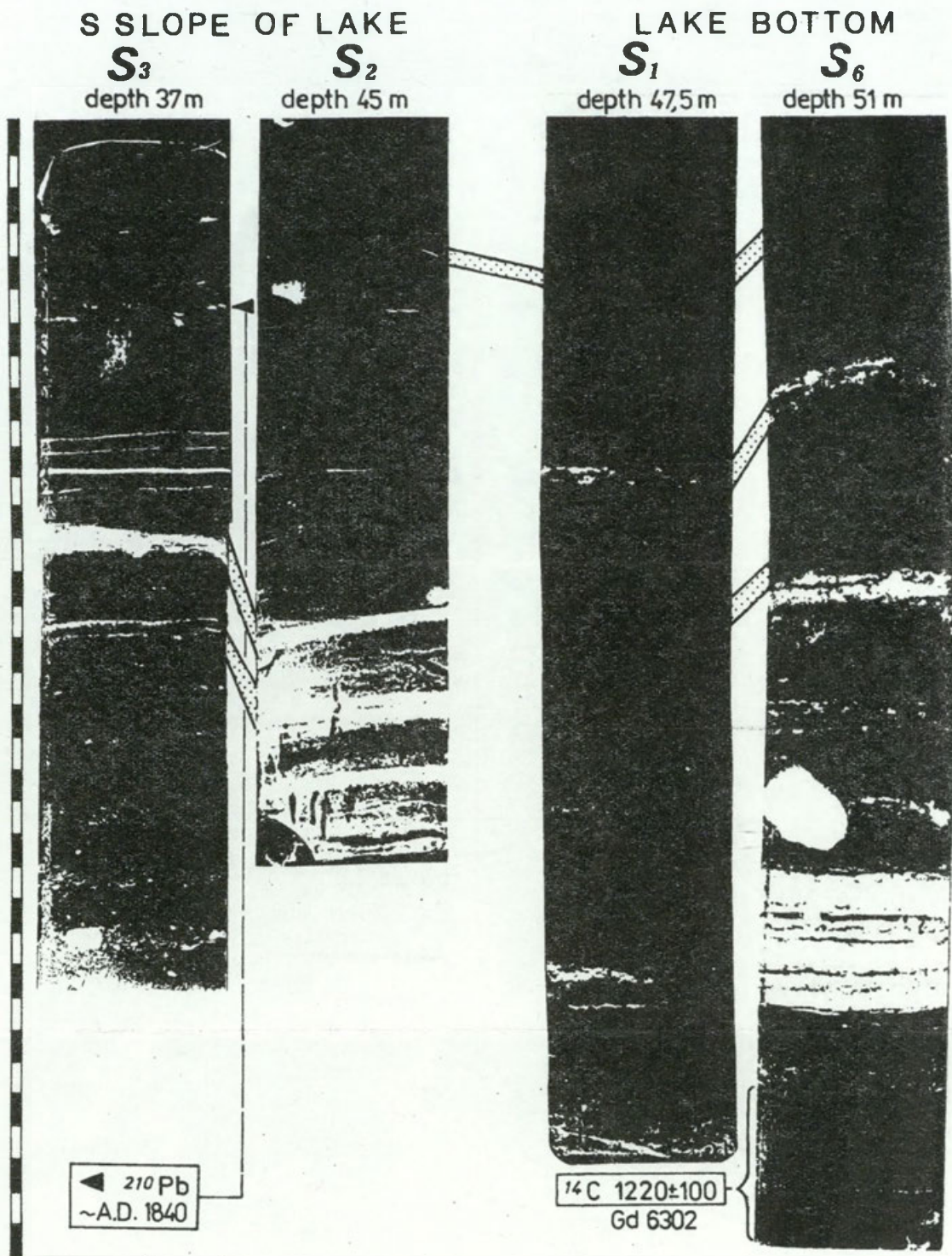
Location of cores is shown for comparison with Fig. 1

batymetryczny obraz jeziora przedstawiony na mapie topograficznej 1:10 000 Tatrzańskiego Parku Narodowego. I tak w odległości 80 m stwierdzono głębokość 23 m, w odległości 130 m - 37 m, w odległości 180 m - 45,2 m a w odległości 226 m - 47,5 m (ryc. 2). Rdzeń S<sub>6</sub> z głębokości 51 m reprezentuje płaskie dno centralnej części jeziora. Na sedymentację w tej części jeziora mają niewątpliwie wpływ procesy zachodzące na stromych stokach o nachyleniu 30-40°, ponacinanych żlebami. W szczególności na zachodnim brzegu dużą rolę pełni Szeroki Żleb. Jest to stromy długości 1 km żleb, u wylotu którego znajduje się stożek (ryc. 1). Część nadwodna stożka ma długość około 50 m, natomiast część podwodna 70-100 m i zaznacza się bardzo dobrze w batymetrii jeziora dzieląc misę na dwie części, południową mniejszą i północną większą. Rdzeń S<sub>6</sub> znajduje się w odległości około 170 m od brzegu zachodniego ze stożkiem i 100 m od podwodnego skłonu stożka. Rdzenie pobrane przez grupę warszawską w 1974 r. pochodziły z północnej części jeziora (Kondracki 1976).

#### INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA W ŚWIETLE ZDJEŃ RTG

Analiza obrazu gęstościowego uzyskanego przez prześwietlenie RTG wskazuje na duże podobieństwo stylu sedymentacji w rdzeniach S<sub>3</sub> i S<sub>2</sub>, a więc na południowym skłonie misy jeziornej. Świadczy to, że w odległości 130 i 180 m od południowego brzegu jeziora osady są kształtowane pod wpływem takich samych procesów sedymentacyjnych. W zapisie RTG osadów przeważają liczne i często bardzo subtelne laminy jasne (gęstsze), horyzontalne i subhoryzontalne, które w materiale rdzenia widoczne są jako mało wyraźne smugowania. W przypadku jaśniejszych i większych warstewek na obrazie RTG, w rdzeniu można obserwować jasno i ciemnobezwowe laminy.

Obraz RTG ujawnia także podobieństwo górnych 14-15 cm z pozostałych dwóch rdzeni S<sub>1</sub> i S<sub>6</sub> reprezentujących dno jeziora (ryc. 3). Rdzenie te oddalone są od siebie o około 100 m. Identyczność obrazu trzech warstewek - około 10 mm miąższości rozmytego obrazu dwóch lamin, około 8 mm warstwy ziaren i okruchów i 3,5 mm miąższości rozmytej pojedynczej laminy - oddzielonych od siebie osadami organicznymi o małej gęstości i miąższości 4-5 cm, pozwala stwierdzić występowanie tych samych większych zdarzeń sedymentacyjnych zarejestrowanych na rozległym dnie jeziora. Brak podobieństwa sedymentacyjnego między obrazem RTG rdzeni S<sub>2</sub> i S<sub>1</sub> odległych od siebie o około 50 m można interpretować następująco: w niższej części stoku podwodnego w osadach powierzchniowych (S<sub>2</sub>) są zarejestrowane jako gęstsze laminy lub „warwy” prawdopodobnie prądy zawieszinowe generowane przez gwałtowne rozmywanie stożków Mięgoszowieckich. Prądy te były w stanie przenosić pojedyncze okruchy kwarcu, skaleni lub granitu o średnicy 2-3 mm, piaski, a nawet okruchy wielkości 1 cm, składane w spągu warstw piaszczystych (S<sub>3</sub>). W osadach przypowierzchniowych szerokiego dna jeziora (S<sub>1</sub> i S<sub>6</sub>) zaznaczają się 3-5 cm miąższości osady o mniejszej gęstości (czarne na RTG). Wydaje się, że w dnie misy nie rejestrują się wszystkie zdarzenia, które można obserwować na skłonie (osady S<sub>3</sub> i S<sub>2</sub>). Osady z rdzenia S<sub>6</sub> w najniższej części dna jeziora, poniżej



Ryc. 3. Obraz rentgenowski czterech płytkich wierceń z Morskiego Oka  
 Wiercenia S<sub>2</sub> i S<sub>3</sub> na południowym skłonie misy jeziornej, a wiercenie S<sub>1</sub> i S<sub>6</sub> zlokalizowane w rozległym dnie misy.  
 X-radiographs for four shallow sediment cores from Lake Morskie Oko  
 Cores S<sub>2</sub> and S<sub>3</sub> are located on southern subaquatic slope of lake basin, cores S<sub>1</sub> and S<sub>6</sub> are located on flat-floored bottom.

horyzontu 15 cm pod dnem różnią się znacznie od osadów z rdzenia S<sub>1</sub> (z głębokości 47,5 m). Osady w rdzeniu S<sub>6</sub> zawierają zdecydowanie więcej okruchów i piasków tworzących wyraźne warstwy zwłaszcza w odcinku z głębokości 23,5-27,5 cm poniżej dna. Są to warstwy piasków i mułków mineralnych (ryc. 3 i 7) rozdzielone cienkimi warstwami bardziej organicznymi. Brak odpowiednika tych wyraźnych warstw mineralnych w rdzeniu można tłumaczyć alternacją procesów na dwóch pobocznicach podwodnego stożka.

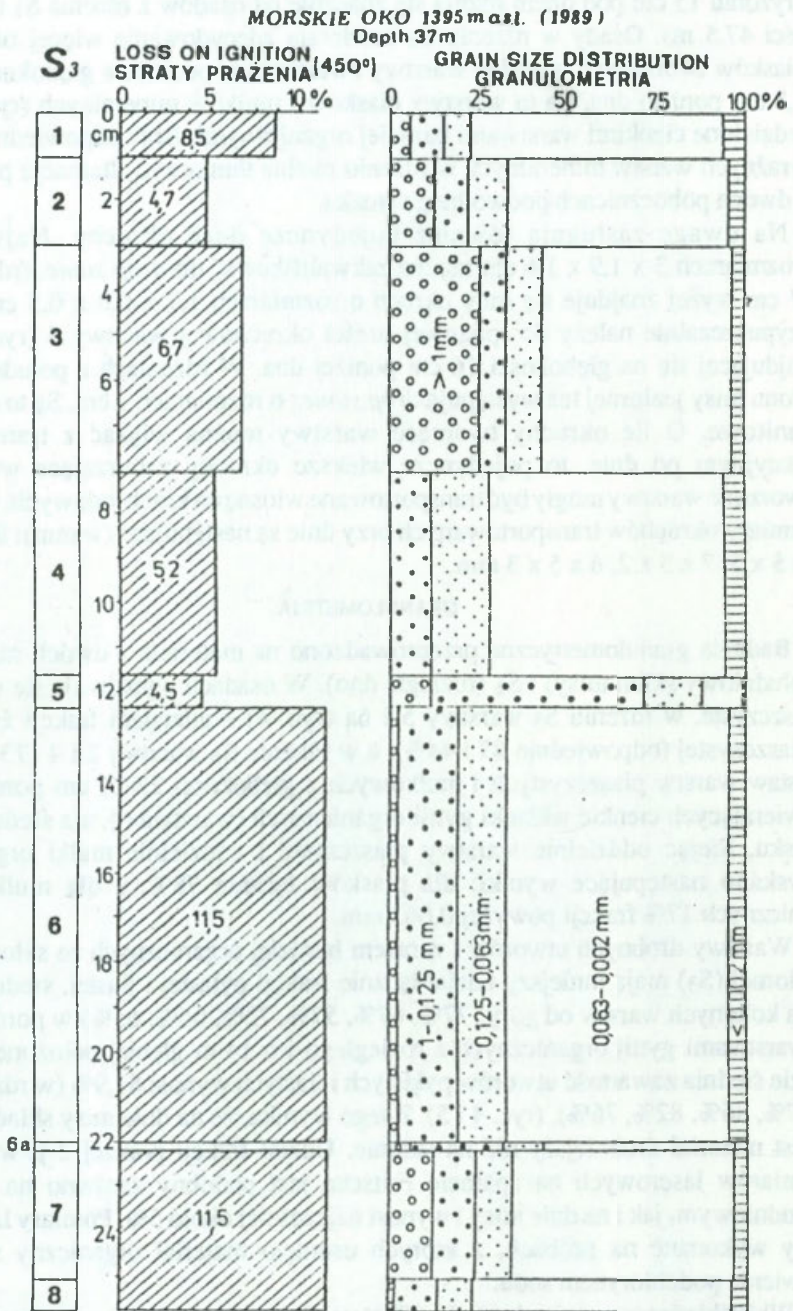
Na uwagę zasługują również pojedyncze duże okruchy. Największy o rozmiarach 3 x 1,9 x 1,6 cm można zakwalifikować do *drop stone*, (rdzeń S<sub>6</sub>); 0,7 cm wyżej znajduje się inny okruh o rozmiarach 1,7 x 0,8 x 0,5 cm, który przypuszczalnie należy do spągowej części okruhowej warstwy 4 (ryc. 3 i 5) znajdującej się na głębokości 16 cm poniżej dna. W rdzeniach z południowego skłonu misy jeziornej też występują *drop stones* o rozmiarach 1 cm. Są to okruchy granitowe. O ile okruchy tworzące warstwy można wiązać z transportem trakcyjnym po dnie, to pojedyncze większe okruchy zaburzające wcześniej utworzone warstwy mogły być transportowane wiosną na krach lodowych. Typowe rozmiary okruhów transportowanych przy dnie są następujące (w mm): 8 x 6 x 4, 8 x 5 x 5, 7 x 5 x 2, 6 x 5 x 3 mm.

#### GRANULOMETRIA

Badania granulometryczne przeprowadzono na materiale z dwóch rdzeni: S<sub>3</sub> (południowy skłon misy) i S<sub>6</sub> (rozległe dno). W osadach wyróżniają się warstwy piaszczyste, w rdzeniu S<sub>3</sub> warstwy 5 i 6a (ryc. 4) z udziałem frakcji żwirowej i piaszczystej (odpowiednio 87 i 44%), a w rdzeniu S<sub>6</sub> warstwy 2 i 4 (73 i 76%). Zestaw warstw piaszczystych i mułkowych z głębokości 23-27 cm poniżej dna zawierających cienkie wkładki gytii organicznych (warstwa 6), ma średnio 72% piasku. Siejąc oddzielnie warstwy piaszczyste i oddzielnie mułki organiczne uzyskano następujące wyniki: dla piasków łącznie 78%, a dla mułków organicznych 17% frakcji powyżej 0,063 mm.

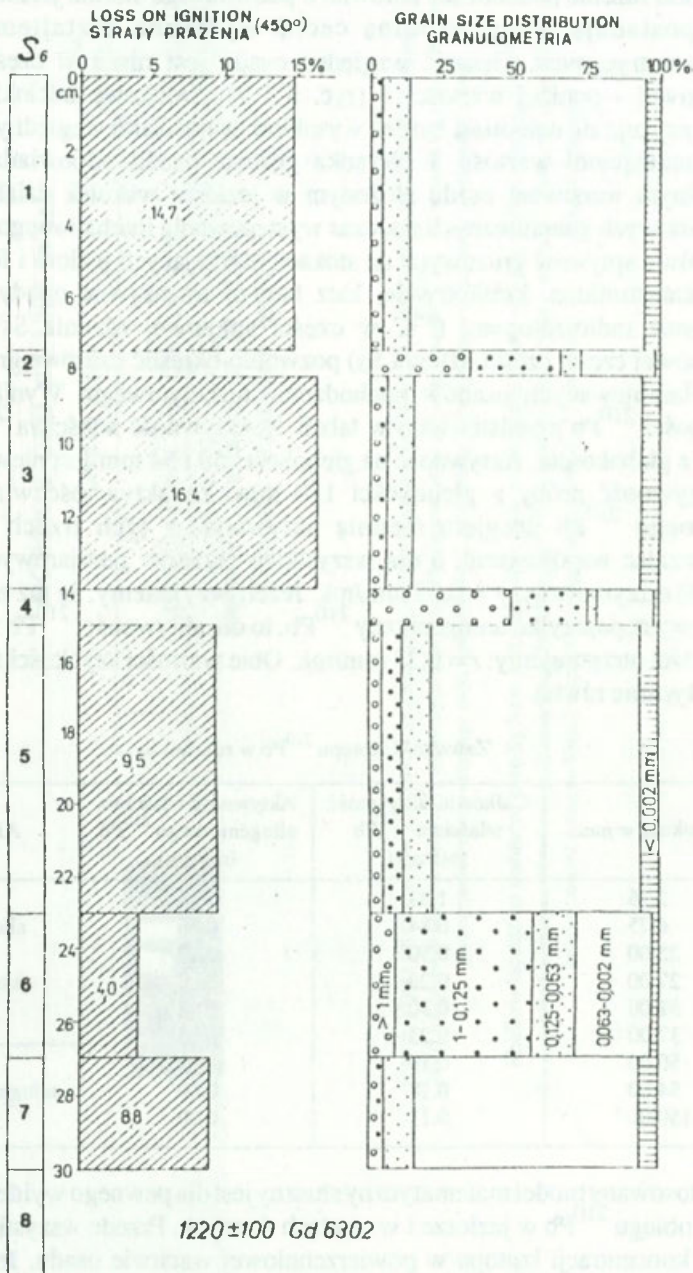
Warstwy drobnych utworów i zarazem bardziej organicznych ze skłonu misy jeziornej (S<sub>3</sub>) mają mniejszy udział łącznie frakcji pylastej i ilastej, średnio 67% (dla kolejnych warstw od góry: 77%, 67%, 57%, 72%, 66%, 65%) w porównaniu z warstwami gytii organicznych z rozległego i o 14 m głębiej położonego dna, gdzie średnia zawartość utworów pylastych i ilastych wynosi 81,9% (w rdzeniu S<sub>6</sub> - 87%, 86%, 82%, 76%), (ryc. 4 i 5). Z tego wynika, że na dnie misy składany był i jest materiał drobniejszy niż na skłonie. Udział frakcji poniżej 2  $\mu$  w świetle pomiarów laserowych na aparacie Fritscha jest podobny zarówno na skłonie południowym, jak i na dnie misy i wynosi najczęściej około 5%. Pomiarów laserowe były wykonane na próbach, z których usunięto materiał organiczny stosując trawienie podchlorynem sodu.

Wkładki piaszczyste mają około 4% materii organicznej, podczas gdy warstwy typu gytii mułkowych 11,5-16%. Generalnie warstwy z dna misy są bardziej organiczne (8,8-16,4%) w porównaniu z osadami ze skłonu (6,7-11,5%), (ryc. 4, 5).



Ryc. 4. Granulometria i straty prażenia w płytkim rdzeniu S<sub>3</sub>  
Grain-size composition and loss on ignition for shallow core S<sub>3</sub>

MORSKIE OKO 1395 m a.s.l. (1989)



Ryc. 5. Granulometria i straty prażenia w płytkim rdzeniu S<sub>6</sub>  
Grain-size composition and loss on ignition for shallow core S<sub>6</sub>

## DATOWANIE OSADÓW JEZIORNYCH

Płytkie rdzenie pochodzące zarówno z podwodnego skłonu jeziora, jak i z dna masy posiadają jedną wspólną cechę wyrażoną kształtem krzywych densytometrycznych. Gęstość względna osadu jest niska w części spągowej i stropowej - poniżej wartości 1 (ryc. 6 i 7). Środkowe odcinki obu rdzeni charakteryzują się natomiast bardzo wysokimi gęstościami względnymi, znacznie przekraczającymi wartość 3. Wysoka gęstość osadu odpowiada wyraźnym mineralnym warstwom osadu złożonym w jeziorze wskutek działania prądów zawiesinowych generowanych podczas występowania intensywnego spłukiwania ze stoków i spływów gruzowych na stokach otaczających jezioro i formowanych przez katastrofalne, krótkotrwałe, lecz bardzo intensywne opady deszczowe. Datowanie radioizotopami ( $^{14}\text{C}$  w części spągowej rdzenia S<sub>6</sub> oraz  $^{210}\text{Pb}$  w stropowej części rdzenia S<sub>3</sub>) pozwoliło określić czasowe granice formowania laminowanych osadów pochodzenia turbidytowego. Wyniki pomiarów aktywności  $^{210}\text{Pb}$  przedstawiono w tabeli 1. Aktywność właściwa  $^{210}\text{Pb}$  szybko maleje z głębokością. Aktywność na głębokości 50 i 54 mm jest niewiele większa niż aktywność próby z głębokości 150 mm. Za aktywność właściwą autogenicznego  $^{210}\text{Pb}$  przyjęto średnią aktywność z tych trzech głębokości. Wyznaczając współczynnik  $a$  dla wszystkich punktów pomiarowych i stosując wzór (3) otrzymujemy:  $r = 0,38$  mm/rok. Jeżeli przyjmiemy, że już na głębokości 50 mm występuje tylko autogeniczny  $^{210}\text{Pb}$ , to dla aktywności  $^{210}\text{Pb}$  z mniejszych głębokości otrzymujemy:  $r = 0,37$  mm/rok. Obie wartości szybkości sedymentacji są praktycznie równe.

Tabela 1

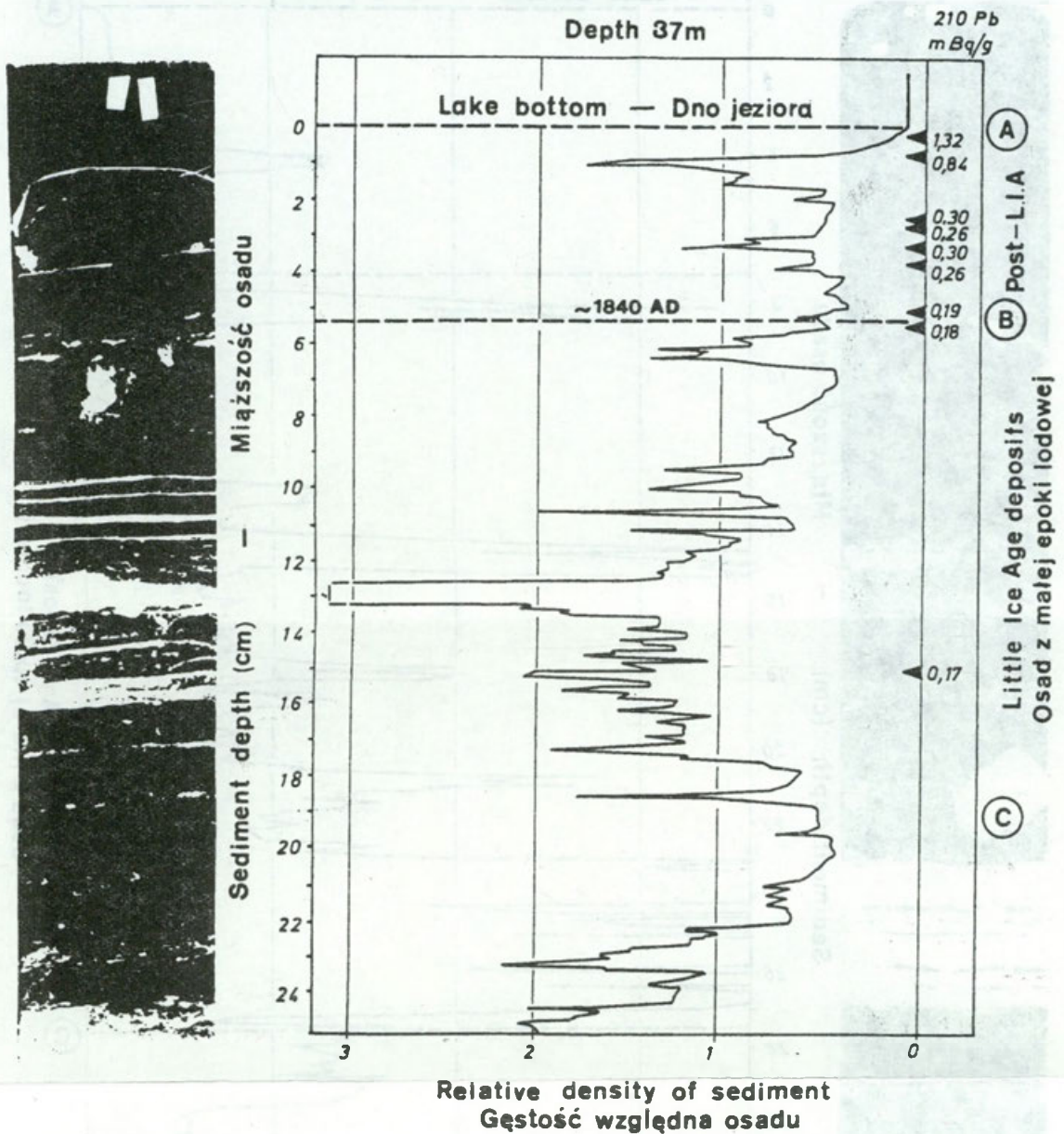
Zawartość izotopu  $^{210}\text{Pb}$  w rdzeniu S<sub>3</sub>

Głębokość w mm	Całkowita aktywność właściwa $^{210}\text{Pb}$ (mBq/g)	Aktywność właściwa allogenicznego $^{210}\text{Pb}$ (mBq/g)	Aktywność
2.25	1.32	1.14	allogeniczna + autogeniczna
6.75	0.84	0.66	
25.00	0.30	0.12	
27.00	0.26	0.08	
32.00	0.30	0.12	
37.00	0.23	0.05	
50.00	0.19	0.00	autogeniczna = 0.18
54.00	0.18	0.00	
150.00	0.17	0.00	

Zastosowany model matematyczny słuszny jest dla pewnego wyidealizowanego obrazu obiegu  $^{210}\text{Pb}$  w jeziorze i w osadach dennych. Przede wszystkim założono stałość koncentracji izotopu w powierzchniowej warstwie osadu. Jest to słuszne w przypadku, gdy szybkość sedymentacji i wielkość strumienia  $^{210}\text{Pb}$  dostarczanego do osadu nie podlegają dużym wahaniom w czasie. Wiadomo



MORSKIE OKO-S3. 1395 m asl.

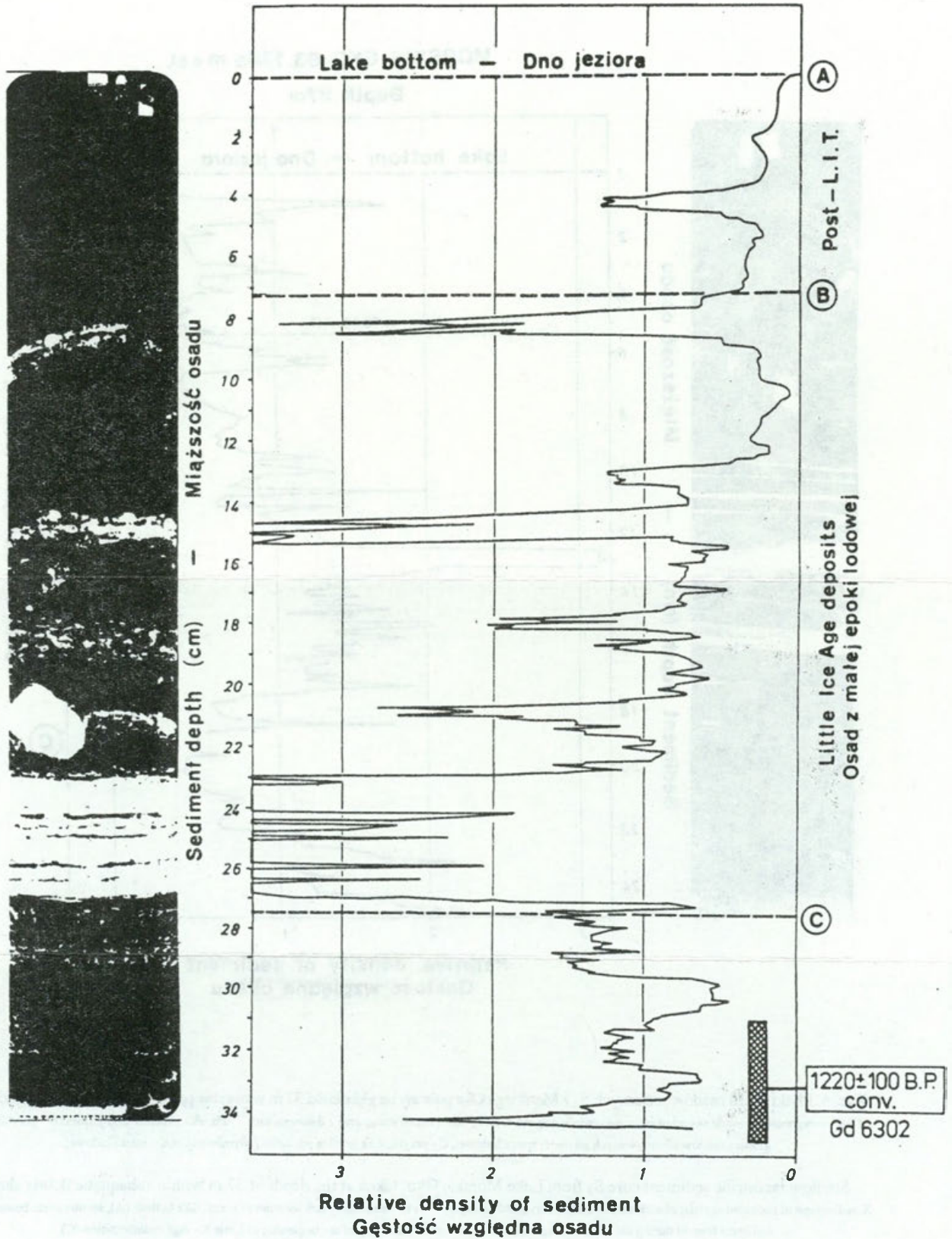


Ryc. 6. Płytki profil osadów jeziornych S<sub>3</sub> z Morskiego Oka pobrany na głębokości 37 m w obrębie podwodnego skłonu misy jeziornej. Obraz rentgenowski osadu skorelowany z odpowiadającą mu krzywą densytmetryczną oraz z datowaniami <sup>210</sup>Pb. A - aktualne dno jeziora, B - przybliżona granica osadów uformowanych po małej epoki lodowej, C - przybliżona granica początku sedymentacji małej epoki lodowej.

Shallow lacustrine sediment core S<sub>3</sub> from Lake Morskie Oko, taken at the depth of 37 m within subaquatic debris slope. X-radiograph of sediment correlated with densitometric curve and dating by <sup>210</sup>Pb. The letters mark location of actual lake bottom (A), approximate boundary of sediment formed during the Little Ice Age (B) and approximate boundary of the beginning of Little Ice Age sedimentation (C).

MORSKIE OKO-S6. 1395m asl.

Depth 51 m



Ryc. 7. Płytki profil osadów jeziornych S<sub>6</sub> z Morskiego Oka pobrany w najgłębszej części jeziora (51 m)

Oznaczenia granic sedimentologicznych A, B, C jak na ryc. 6.

Shallow lacustrine sediment core S<sub>6</sub> from Lake Morskie Oko, taken at the deepest point (51 m)

Sedimentological boundaries (A, B, C) the same as on Fig. 6.

jednak, że w dostarczaniu materiału do Morskiego Oka duży udział mają gwałtowne, jednorazowe zdarzenia. W celu wyeliminowania wpływu tych zaburzeń materiał do pomiarów wybierano z ciemnych fragmentów rdzenia, odpowiadających prawdopodobnie zbliżonym warunkom sedymentacji. Oprócz opadów atmosferycznych istotnym źródłem  $^{210}\text{Pb}$  w Morskim Oku może być  $^{222}\text{Rn}$  uwalniany z osadów i skał podłoża. W otoczeniu jeziora występują skały krystaliczne, zawierające uran w znacznym nagromadzeniu. Duża głębokość jeziora powoduje, że prawdopodobnie większość  $^{222}\text{Rn}$  uwalnianego z dna i powstającego z  $^{226}\text{Ra}$  zawartego w wodzie, rozpada się przed osiągnięciem atmosfery. Cieki zasilające jezioro charakteryzują się dużym spadkiem, co sprzyja odgazowaniu niesionej przez nie wody. Nie mogą więc dostarczać  $^{222}\text{Rn}$ , lecz tylko  $^{210}\text{Pb}$  w formach rozpuszczonej i związanej z zawiesiną (Talbot, Andren 1984). Nie wiadomo nic o procesach prowadzących do włączenia  $^{210}\text{Pb}$  do osadu. Izotop ten jest w jeziorach stracony głównie z tlenkami żelaza i manganu. Mniejsze znaczenie w strącaniu  $^{210}\text{Pb}$ , zwłaszcza w jeziorach oligotroficznym, ma substancja organiczna. Wspomniana już gwałtowność procesów sedymentacyjnych może powodować zaburzenie pierwotnej dystrybucji  $^{210}\text{Pb}$  w osadzie. Z drugiej strony jezioro jest ubogie w organizmy żywe mogące powodować mieszanie osadów. Zastosowanie metody  $^{210}\text{Pb}$  jest w wielu jeziorach uniemożliwione w wyniku migracji ołowiu w warunkach redukcyjnych (Benoit, Hemond 1991). Migracja ołowiu w osadzie modyfikuje dystrybucję  $^{210}\text{Pb}$ , szczególnie w przypadku małej szybkości sedymentacji. Oceny wpływu tego procesu można dokonać dysponując informacjami o pewnych własnościach fizykochemicznych osadu *in situ*, m.in.: pH, Eh, koncentracja Fe, Mn, S. Podsumowując, efektywne zastosowanie metody  $^{210}\text{Pb}$  do osadów z Morskiego Oka wymaga precyzyjnego pobrania warstw osadu o grubości nie przekraczającej 1 mm, z jednoczesnym kontrolowaniem zmian porowatości oraz w pewnym zakresie składu chemicznego i mineralogicznego.

Badane rdzenie reprezentują najmłodszy odcinek holocenu od  $1220 \pm 100$  BP (Gd 6302) po czasy współczesne. Radioizotopowe datowania ołowiem pozwalają określić czas zakończenia wzmózonej sedymentacji mineralnej około 1840 r. Dzięki tym datowaniom uznano, że najmłodsze odcinki rdzeni (ryc. 6 i 7) o miąższości 55–70 mm odpowiadają okresowi relatywnie spokojnej sedymentacji po zakończeniu małej epoki lodowej. Środkowe części rdzeni reprezentują osady złożone podczas tej ostatniej fazy holocenijskiego ochłodzenia klimatycznego. Faza ta zaznaczyła się wyraźnie na gruzowych stokach Tatr (badania lichenometryczne) większą częstotliwością i natężeniem spłukiwania, aluwiacji stoków i formowania splotów gruzowych (Kotarba 1989). Dolne części rdzeni S<sub>1</sub> i S<sub>6</sub> odpowiadają okresowi poprzedzającemu małą epokę lodową, a więc przedziałowi czasowemu pomiędzy  $1220 \pm 100$  lat BP a początkiem XV w. (ok. AD 1400).

Na podstawie analizy osadów pobranych z dna jeziora Morskiego Oka można stwierdzić, że w czasie ostatniego 1000 lat zgromadziły się osady o miąższości do 35 cm zarówno w obrębie rozległego dna jeziora o głębokości 40-50 m, jak i na południowym skłonie misy. Tempo narastania osadów dennych w okresie około 1000 lat wynosi 0,29 mm/rok. Na południowym skłonie misy w czasie ostatnich 150 lat średnie tempo przyrastania osadów wynosiło 0,37 mm/rok co oszacowano na podstawie datowania  $^{210}\text{Pb}$ .

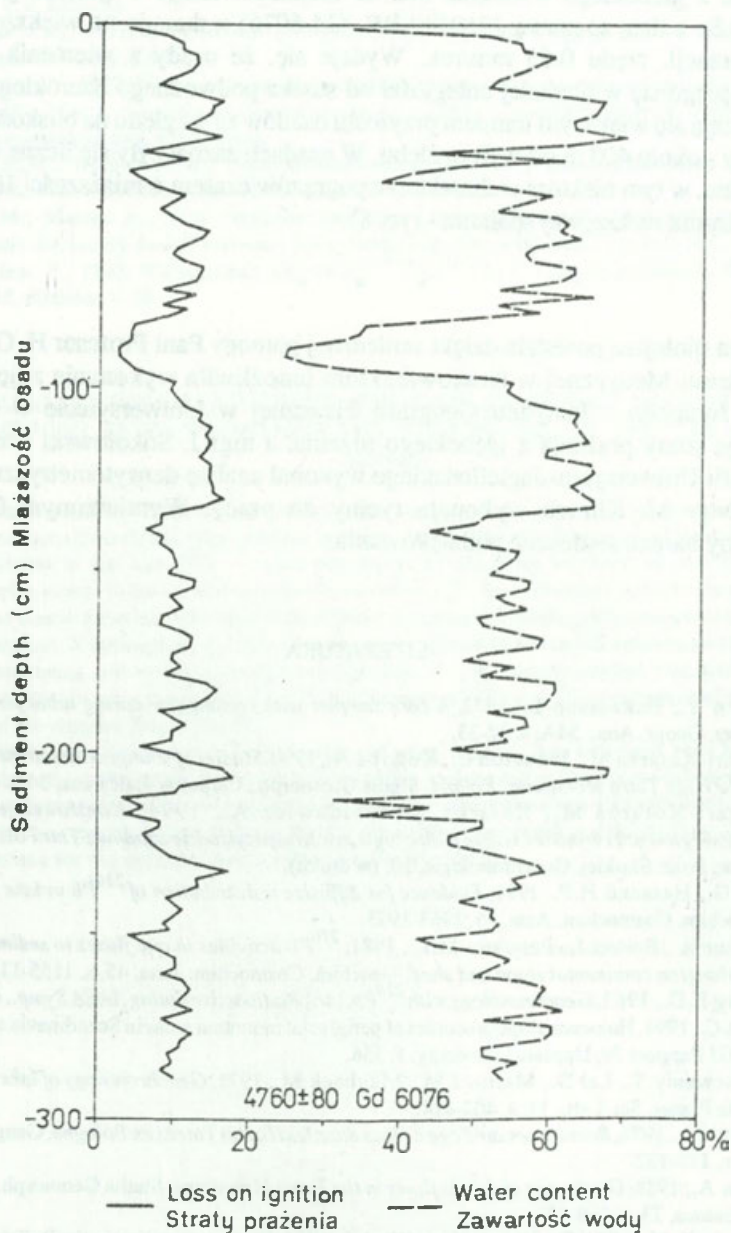
Pod względem litologicznym przeważają osady pylaste z nieznaczną zawartością części ilastych, około 5%. Duży udział piasku cechuje pojedyncze warstewki o rozmiarach 1-10 mm. Jedynie w osadach głębi jeziora występuje zespół warstw piaszczystych i piaszczysto-mułkowych o łącznej miąższości 8 cm i małym udziale części organicznych (4%). Warstwy piaszczyste zawierają czasem w spągu okruchy granitowe, co wskazuje na uziarnienie frakcjonalne charakterystyczne dla turbidytów (Roniewicz 1992). Czasem występują *drop stones* świadczące o transporcie na krach lodowych. Udział części organicznych wynosi 4-16%, mniej w warstwach piaszczystych, a więcej w osadach mułkowych. W całym rdzeniu trzymetrowej miąższości osadów (MO-89), stwierdzono średnią stratę wyprażania 10,08% z maksimum 17,52% na głębokości 207 cm i minimum 2,15% na głębokości 89 cm. Wartość średnia 10,08% i wartości skrajne są podobne do danych uzyskanych z płytkich osadów rdzeni S<sub>3</sub> i S<sub>6</sub>. Średnia ta przypomina wartości uzyskane w wierceniu z jeziora Vasajaure (68°N - półn. Szwecja), gdzie udział materii organicznej wynosi 7-12%, a maksimum 15% (Jonasson 1991). Jezioro to odznacza się dużym podobieństwem sposobu dostawy, poprzez liczne żleby i stożki występujące w bezpośrednim sąsiedztwie misy jeziornej.

Uzyskane daty metodą  $^{210}\text{Pb}$  i  $^{14}\text{C}$  pozwoliły na wydzielenie sekwencji zdarzeń rejestrujących małą epokę lodową. W okresie tym występowały wzmożone procesy sedymentacji utworów mineralnych o małej zawartości materii organicznej, które zaznaczyły się nieco inaczej na skłonie misy w porównaniu z rozległym dnem. Przypuszczalnie na skłonie można rekonstruować pojedyncze zdarzenia zarejestrowane jako pojedyncze horyzontalne lub subhoryzontalne laminy piaszczyste i piaszczysto-okruchowe. Na dnie jeziora zaznaczyły się przypuszczalnie tylko większe zdarzenia generowane procesami zachodzącymi na stożkach piargowych. Najlepiej zarejestrowane zostały struktury sedymentacyjne warstwowań horyzontalnych świadczące o intensywnych procesach zachodzących na podwodnym skłonie stożka z Szerokiego Żlebu.

Ze względu na różnice w wykształceniu osadów można wyróżnić dwa środowiska sedymentacyjne: skłonów i dna misy jeziornej. Przypomina to podstawowe zróżnicowanie osadów, opisane w jeziorze Brienz (Sturm, Matter 1978). Różnice Morskiego Oka w stosunku do jeziora Brienz wyrażają się tym, że w Morskim Oku elementem „zaburzającym” normalną sedymentację i powodującym prądy zawieszinowe, są procesy splukiwania i spływów gruzowych

## MORSKIE OKO S1 MO-89

Depth 475 m



Ryc. 8. Zawartość wody i straty prażenia w głębokim rdzeniu MO-89 z Morskiego Oka

Średnie straty prażenia wynoszą 10,08%

Water content and loss on ignition for deep core MO-89 from Lake Morskie Oko

Mean loss on ignition value 10,08 per cent.

na stokach wywołane opadami katastrofalnymi, podczas gdy jezioro Brienz jest przykładem jeziora zasilanego przez dwie rzeki proglacjalne wysypujące delty.

Dane z głębokiego wiercenia MO-89 zlokalizowanego w pobliżu płytkiego rdzenia S<sub>1</sub> z datą spągową 4760±80 BP (Gd 6076) wskazują na większe tempo sedymentacji, rzędu 0,63 mm/rok. Wydaje się, że osady z wiercenia MO-89 znajdującego się w niedużej odległości od stożka podwodnego Szerokiego Żlebu odznaczają się większym tempem przyrostu osadów ze względu na bliskość źródła dostawy - około 400 m od wylotu żlebu. W osadach zaznaczyły się liczne wkładki mineralne, w tym niektóre o charakterze pogrążów czasem o miąższości 10-20 cm (por. minima na krzywej spalania - ryc. 8).

\* \* \*

Praca niniejsza powstała dzięki serdecznej pomocy Pani Profesor H. Glińskiej z Akademii Medycznej w Krakowie, która umożliwiła wykonanie zdjęć RTG. Dr C. Jonasson z Instytutu Geografii Fizycznej w Uniwersytecie w Uppsali oznaczył straty prażenia z głębokiego rdzenia, a mgr J. Sokołowski z Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego wykonał analizę densytometryczną zdjęć RTG. Mgr M. Klimek wykonała ryciny do pracy. Wymienionym Osobom składamy bardzo serdeczne podziękowania.

#### LITERATURA

- Axelsson V., Hakansson L., 1972, *A core sampler with rectangular coring tubes for soft sediments*, Geogr. Ann., 54A, s. 32-33.
- Baumgart-Kotarba M., Jonasson C., Kotarba A., 1990, *Studies of youngest lacustrine sediments in the High Tatra Mountains, Poland*, Studia Geomorph., Carpatho-Balcanica, 24, s. 161-177.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Obidowicz A., 1994, *Kontrowersje datowań radiowęglowych i wyników badań palinologicznych na przykładzie osadów z Tatr Polskich*, Zesz. Nauk. Polit. Śląskiej, Geochronologia, 10, (w druku).
- Benoit G., Hemond H.P., 1991, *Evidence for diffusive redistribution of <sup>210</sup>Pb in lake sediments*, Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 1963-1975.
- Carpenter R., Benett J., Peterson M.L., 1981, *<sup>210</sup>Pb activities in and fluxes to sediments of the Washington continental slope and shelf*, Geochim. Cosmochim. Acta, 45, s. 1155-1172.
- Goldberg E.D., 1963, *Geochronology with <sup>210</sup>Pb*, [w:] *Radioactive dating, IAEA Symp.*, s. 121-131.
- Jonasson C., 1991, *Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland*, *UNGI Rapport 79*, Uppsala University, s. 156.
- Krishnaswamy S., Lal D., Martin J.M., Meybeck M., 1971, *Geochronology of lake sediments*, Earth Planet. Sci. Lett., 11, s. 407-414.
- Kondracki J., 1976, *Remarques sur l'age de lacs dans les Hautes Tatras en Pologne*, Geogr. Glasnik, 38, s. 175-182.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris flows in the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 23, s. 139-152.
- Krupiński K.M., 1984, *Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 31 (1-4), s. 37-48.
- Livingstone D.A., 1955, *A lightweight piston sampler for lake deposits*, Ecology 36, s. 137-139.

- Marciniak B., Cieśla A., 1983, *Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holocenijskich osadów z Przedniego Stawu w dolinie 5 Stawów Polskich (Tatry)*, Kwart. Geol. 27, 1, s. 123-150.
- Robbins J.A., 1978, *Geochemical and geophysical application of radioactive lead*, [w:] *The biogeochemistry of lead*.
- Roniewicz P., 1992, *Warstwowanie jako wskaźnik środowiska sedymentacji i sposobu transportu osadów*, [w:] *Badania sedymentologiczne osadów czwartorzędowych. Letnia Szkoła Sedymentologiczna, Murzynowo*.
- Talbot R.W., Andren A.W., 1984, *Seasonal variation of  $^{210}\text{Pb}$  and concentrations in an oligotrophic lake*, Geochim. Cosmochim. Acta, 48, s. 2053-2063.
- Sturm M., Matter A., 1978, *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents*, Spec. Publ. Inst. Ass. Sediment., 2, s. 147-168.
- Wachniew P., 1992, *Wyznaczenie aktywności  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{210}\text{Pb}$ ) w osadach jeziornych*, Raport INT 259/I, Kraków, s. 28.

YOUNG HOLOCENE LACUSTRINE SEDIMENTS FROM LAKE MORSKIE OKO  
IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS AND THEIR DATING BY USE  $^{210}\text{Pb}$  AND  $^{14}\text{C}$   
Summary

Lacustrine sediments cores were collected from the upper Rybi Potok Valley as an initial attempt to reconstruct alpine debris slope process intensity during the Late Quaternary. Close proximity of debris slopes to the lake (Fig. 1) give possibility for observing evidence of past high-energy geomorphic events in the lacustrine sediment record (Fig. 2). Such evidence includes the appearance of coarse clastic material, correlated with extreme events, and organic gyttja characteristic for quite sedimentation. X-radiography of sediment cores was utilized to obtain information on the structure of the sediments and vertical density variation (Fig. 3). The organic content was determined by measuring the loss on ignition (Fig. 4 and 5). Radioisotopes  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{14}\text{C}$  have been used for absolute dating of the samples (Fig. 6 and 7).

Distinct limits between pre-Little Ice Age and post-Little Ice Age sediments have been found, both in the sediments on subaquatic debris slope within the lake and on flat-floored lake bottom. Little Ice Age sediments are built of organic poor material (loss on ignition about 4%) with distinctive layers of coarse, minerogenic material. It means that substantial slope wash and debris flow activity was characteristic for this period of world-wide climatic deterioration.

Translated by A. Kotarba





ZOFIA RĄCZKOWSKA

## ILOŚCIOWE WSKAŹNIKI NIWACJI W TATRACH WYSOKICH

### WSTĘP

Wpływ płatów śnieżnych na przebieg procesów przekształcających stoki tatrzańskie, podkreślany był w wielu pracach dotyczących tego problemu (Kotarba 1976; Kłapa 1980; Kotarba, Kaszowski, Krzemień 1987).

Działanie procesów niwacji uwarunkowane jest przez rozmieszczenie przestrzenne i długość zalegania płatów. W sprzyjających warunkach morfologicznych (Rączkowska 1992) płaty śnieżne zalegają do jesieni, a niektóre nie topnieją w ciągu kolejnych lat. Rozmieszczenie wieloletnich płatów śnieżnych w polskiej części Tatr Wysokich opisali A. Wiśliński i Z. Wiślińska (1991), a w okolicy Hali Gąsienicowej - Z. Rączkowska (1992).

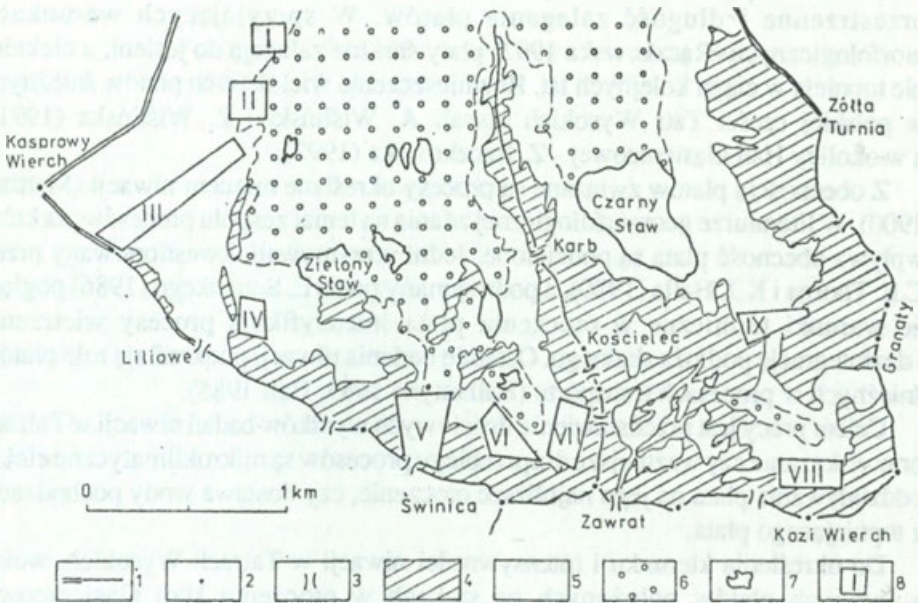
Z obecnością płatów związane są procesy określane mianem niwacji (Matthes 1900). W literaturze geomorfologicznej zdania na temat zespołu procesów, na które wpływa obecność płata są podzielone. Jedni utrzymywali, kwestionowany przez C.E. Thorna i K.J. Halla (1980), a podtrzymany przez E. Schunkego (1986) pogląd, że warunki termiczne w otoczeniu płata intensyfikują procesy wietrzenia i dezintegrację podłoża skalnego. Ostatnie badania niwacji podkreślają rolę płatów śnieżnych w procesach transportu (Ballantyne 1985, Hall 1985).

Celem pracy jest przedstawienie ilościowych wyników badań niwacji w Tatrach oraz wskazanie czy ważniejsze dla przebiegu procesów są mikroklimatyczne efekty oddziaływania płata na jego najbliższe otoczenie, czy dostawa wody pochodzącej z topniejącego płata.

Do określenia kierunku i intensywności niwacji w Tatrach Wysokich, wokół wybranych płatów położonych na stokach w otoczeniu Hali Gąsienicowej zainstalowano szereg stanowisk (ryc. 1). Wszystkie stanowiska pomiarowe usytuowano na stokach powyżej górnej granicy lasu, w piętrze alpejskim i sub-alpejskim. Przy rozmieszczaniu stanowisk pomiarowych starano się uwzględnić różną ekspozycję i typ stoku. Podłoże geologiczne obszaru badań stanowią różnego rodzaju odporne skały granitowe: jedynie płaty w Świnickiej Kotlinie położone są w strefie zbudowanej z mniej odpornych mylonitów i brekcji tektonicznych. Stosowano proste metody używane w badaniach współczesnych procesów (Rączkowska 1992).

## TERMICZNE WARUNKI WIETRZENIA

Jednym z najczęściej podkreślanych przejawów niwacji jest intensyfikacja procesów wietrzenia mechanicznego oraz degradacji stoku. Zależność tę starano się określić zarówno w środowisku wysokogórskim, jak i arktycznym (Hess 1967; Thom 1976; Thom, Hall 1980; Nyberg 1991). Generalnie stwierdzono wpływ płata śnieżnego na obniżenie temperatury, zmniejszenie amplitud termicznych przy wzroście wilgotności. Niewiele danych ilościowych na ten temat oraz rozbieżności w dotychczas publikowanych materiałach nie pozwalają ani na określenie wartości progowych temperatury powodujących intensyfikację procesu wietrzenia w obecności płata, ani wielkości o jaką zwiększa się tempo wietrzenia w obecności płata.

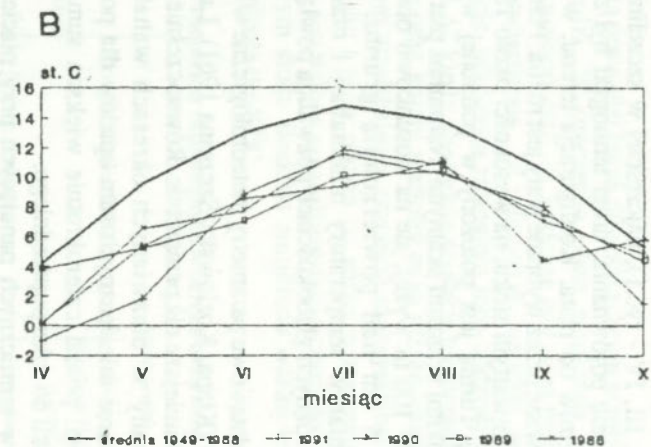
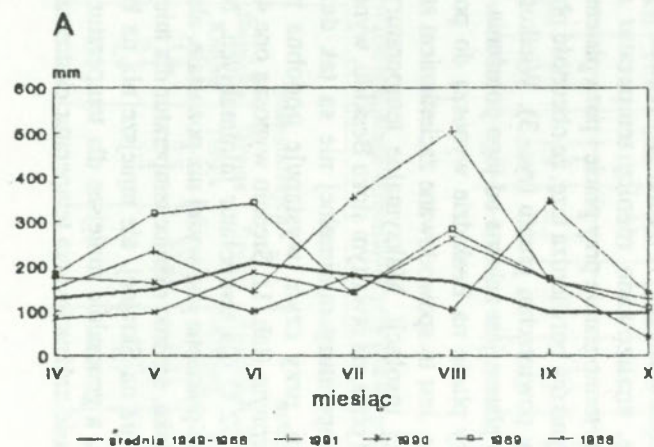


Ryc.1. Położenie stanowisk pomiarowych

- 1 - granie, 2 - wierzchołki, 3 - przełęcze, 4 - ściany i stoki skalne, 5 - stok usypiskowy, 6 - dno doliny, 7 - jeziora,  
8 - numery poletek.

Measurement sites location

- 1 - ridge crests, 2 - summits, 3 - passes, 4 - rock walls and rocky slopes, 5 - talus slopes, 6 - valley bottom, 7 - lakes,  
8 - number of experimental plots.



Ryc. 2. Charakterystyka meteorologiczna okresów badań (dane dla Stacji IMGW na Hali Gąsienicowej

A - opady miesięczne, B - temperatury miesięczne.

Meteorological characteristic of research periods. Data from IMGW Station at Hala Gąsienicowa

A - precipitation, B - mean monthly temperature.

Aby stwierdzić jak obecność płata wpływa na temperaturę w jego otoczeniu, w ciągu kilku sezonów badawczych umieszczono przy krawędzi wybranych płatów jeden termograf (poletko II, III, IV - ryc.1), najczęściej w szczelinie pomiędzy ścianą skalną a płatem. W celu porównania, drugi termograf był zainstalowany w odległości kilkunastu metrów od płata. Konfiguracja terenu, w którym były położone zagłębienia zajmowane przez wybrane płaty jest różna. Płat na Beskidzie jest położony na dojrzałym, otwartym stoku, na wysokości około 1800 m n.p.m., płat w rynnice pod Skrajną Turnią jest położony w podobnej wysokości, ale w miejscu ocienionym wysokimi ścianami skalnymi. Natomiast płat w Świnickiej Kotlinie jest położony około 100 m wyżej, ale na stosunkowo otwartym stoku. Temperaturę mierzono 5 cm nad powierzchnią gruntu. Dodatkowo przeprowadzone serie pomiarów temperatury minimalnej i maksymalnej na powierzchni gruntu oraz na różnych głębokościach pozwalają powiązać te wyniki z temperaturą gruntu.

Rycina 2 przedstawia podstawowe parametry meteorologiczne w okresie badań na tle średnich wieloletnich (Kłapa, Kozłowska-Szczęśna 1961). Lata, w których prowadzono badania były zimniejsze niż przeciętnie. Równocześnie występowały anomalie miesięczne. Opady w omawianych okresach wahały się wokół przeciętnej, lecz zróżnicowanie miesięcznych sum opadów dla poszczególnych miesięcy było znaczne, np. ponad czterokrotnie większa suma miesięczna w sierpniu 1991 r. w stosunku do roku poprzedniego.

Do określania warunków termicznych panujących przy płacie analizowano temperatury skrajne - maksymalną i minimalną, jako konieczne do określenia liczby cykli przejść przez zero i wielkości amplitudy wahań, czyli czynników istotnych dla wietrzenia mechanicznego. Aby określić wielkość o jaką obecność płata obniża temperaturę, analizowano różnicę temperatur maksymalnej i minimalnej zanotowanej na termogramie przy płacie i poza płatem.

Analiza otrzymanych wyników potwierdza tezę, że obecność płata wpływa na obniżenie temperatury przy powierzchni gruntu (ryc. 3). Wielkość różnic temperatury przy płacie i poza płatem jest zależna od jego położenia. Różnice temperatur maksymalnych przy płacie na Beskidzie wynoszą do ponad 20°C, na Skrajnej Turni - kilkanaście. Jest to spowodowane zacienieniem stoku w środku dnia, brakiem intensywnej insolacji. Maksymalne temperatury pomierzone w odległości około 20 m od płata, na otwartym stoku Beskidu, wynosiły 35-40°C. Różnice w przypadku temperatury minimalnej nie są tak duże i wynoszą odpowiednio kilka stopni, przy czym występuje podobna prawidłowość w rozmieszczeniu przestrzennym (tab. 1). Średnio wynoszą one 4-5°C dla temperatur maksymalnych i 1-2°C dla temperatur minimalnych. Na stanowisku w Świnickiej Kotlinie, które położone jest wyżej niż pozostałe, ale na otwartym, nie ocienionym ścianami stoku, średnio różnice temperatur dla miejsc przy płacie i poza płatem są większe niż na Skrajnej, ale mniejsze niż na Beskidzie - dla temperatur maksymalnych, a generalnie mniejsze dla temperatur minimalnych. Tabela 2 pokazuje zmienność zróżnicowania temperatur ekstremalnych w ciągu

sezonu. Największe różnice obserwowano w początkowym okresie występowania płatów.

Obecność płata prowadzi także do spłaszczenia amplitudy wahań temperatury przy jego krawędzi. W otoczeniu płata amplituda wahań temperatury nie przekroczyła kilku stopni (tab. 3), podczas gdy poza płatem wahała się od 10 do 20°C. Ponadto stwierdzono, że najwyższe wartości amplitudy zarówno temperatury przy płacie, jak i poza zasięgiem jego oddziaływania występują w lipcu oraz sierpniu (tab. 4), kiedy występują wysokie temperatury powietrza. Natomiast w okresie wiosny oraz jesieni wartości te są niższe i bardziej zbliżone do siebie. Rycina 4 pokazuje przykładowy przebieg maksymalnej amplitudy wahań temperatury przy płacie i poza płatem na różnych stanowiskach, dla tego samego okresu. Widoczny jest wpływ sytuacji morfologicznej stoku na wielkość amplitudy. Na nie zacienionym stoku Beskidu amplituda wahań temperatury poza płatem maksymalnie wyniosła do 40°C.

Tabela 1

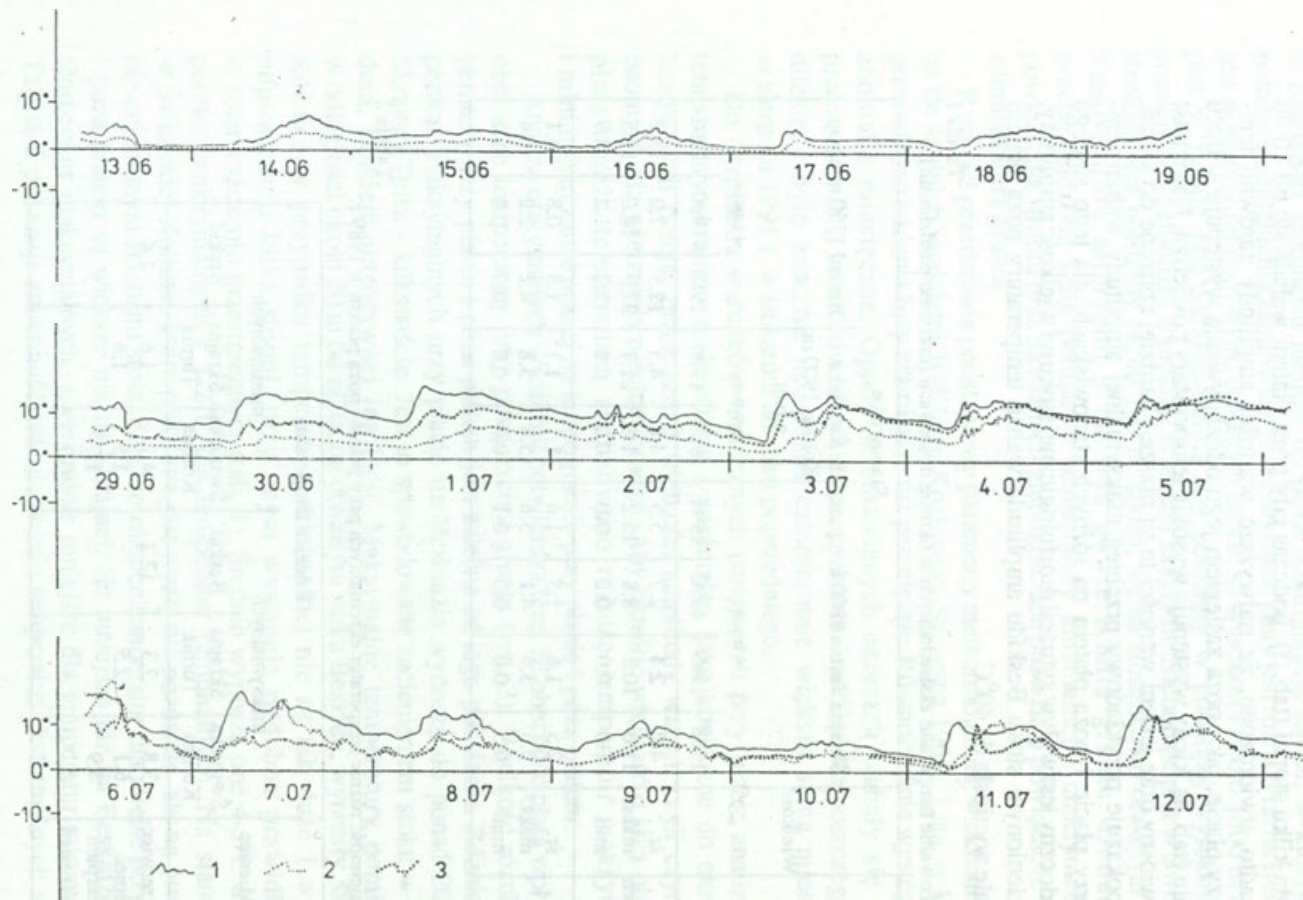
Zróznicowanie temperatur ekstremalnych w okresie obserwacji (czerwiec-październik)

Różnica temperatur	Wielkość	Stanowisko								
		Skrajna Turnia 1800 m n.p.m.				Świnicka Kotlina 1900 m n.p.m.		Beskid 1750 m n.p.m.		
		w latach:				w latach:		w latach:		
		1988	1989	1990	1991	1989	1990	1989	1990	1991
Maksymalnych	śr.	4.2	2.4	2.7	5.5	4.8	4.3	12.3	7.2	12.2
	maks.	11.0	10.8	8.8	15.2	1.6	21.7	27.5	14.0	19.5
	min.	1.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	2.2	1.2	4.9
Średnich	śr.	2.5	1.6	1.5	1.6	1.1	1.1	1.8	0.8	4.1
	maks.	5.3	3.6	4.1	5.6	5.8	5.8	4.2	2.2	6.4
	min.	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2

Tabela 2

Zmienność różnic temperatur ekstremalnych przy płacie i poza płatem w 1989 r.

Miesiąc	Różnica temperatur					
	maksymalnych			minimalnych		
	Świnicka Kotlina	Skrajna Turnia	Beskid	Świnicka Kotlina	Skrajna Turnia	Beskid
Czerwiec	3.8	2.3	12.2	4.1	1.6	1.4
Lipiec	6.1	2.5		1.5	1.6	
Sierpień	4.9			1.7		
Wrzesień	2.1			0.7		

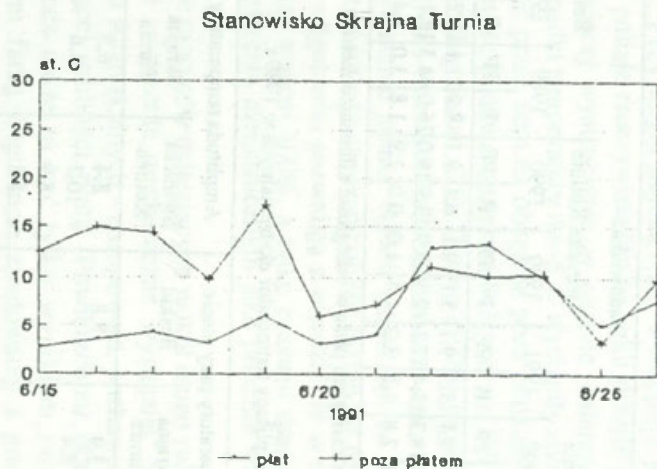
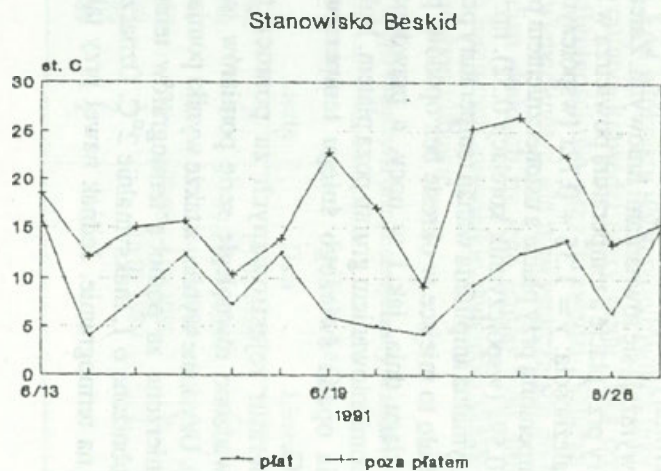


Ryc. 3. Wybrane fragmenty termogramów ze stanowiska na Skrajnej Turni (poletko IV)

1 - termograf poza platem; 2,3 - termograf przy płacie.

Selected termographs from site at Skrajna Turnia (plot IV)

1 - temperature at the ground level outside the patches; 2,3 - temperature at the ground level at the patch border.



Ryc. 4. Przebieg amplitudy wahań temperatur ekstremalnych. Wybrane fragmenty  
Temperature amplitude. Selected fragments

Tabela 3

Maksymalna amplituda wahań temperatury przy płacie i poza zasięgiem płata w okresie obserwacji (czerwiec-październik)

Amplituda	Stanowiska:																	
	Skrajna Turnia								Świnicka Kotlina				Beskid					
	1988		1989		1990		1991		1989		1990		1989		1990		1991	
	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp	p	pp
Śr.	4.8	6.3	5.5	7.4	10.1	9.1	5.5	9.1	5.1	9.1	6.1	9.1	8.9	21.1	11.2	15.1	9.4	16.9
Maks.	15.0	13.5	17.5	18.7	21.8	18.3	13.4	17.1	12.5	19.9	13.9	19.0	26.0	44.3	18.1	25.2	16.0	26.4
Min.	0.8	1.8	0.0	1.0	1.0	2.8	1.3	3.2	1.4	1.0	0.0	1.9	1.8	3.0	3.4	5.0	3.9	9.2

Objaśnienia: p - płat; pp - poza zasięgiem płata w odległości kilkunastu metrów.

Tabela 4

. Zmienność amplitudy temperatur ekstremalnych w 1989 r.

Miesiąc	Amplituda temperatury przy płacie			Amplituda temperatury poza płatem		
	Świnicka Kotlina	Skrajna Turnia	Beskid	Świnicka Kotlina	Skrajna Turnia	Beskid
Czerwiec	4.1	3.9	8.8	8.4	6.5	21.1
Lipiec	6.3	8.4		10.7	8.6	
Sierpień	4.9			8.9		
Wrzesień	4.8			5.1		

Na przebieg temperatury zarówno przy płacie, jak i poza jego zasięgiem mają wpływ parametry mezoklimatyczne, szczególnie temperatura powietrza i usłonecznienie. Zależności te wyrażają się równaniami liniowymi. Zależność między amplitudą wahań temperatury przy płacie a temperaturą powietrza w Stacji na Hali Gąsienicowej wyraża się zależnością:  $y = 1,35 + 0,72x$  (współczynnik korelacji 0,53). Zależność między temperaturą przy płacie a usłonecznieniem przedstawiona jest równaniem  $y = 5,18 + 0,59x$  (współczynnik korelacji 0,52), np. w dniach 22, 23 i 26 czerwca 1991 r. maksymalna amplituda wahań temperatury przy płacie była wyższa niż poza płatem. Miało to miejsce w okresie bez opadów, przy wysokiej temperaturze zarówno w ciągu dnia, jak i w nocy, a prawdopodobnie było spowodowane słabym wypromieniowaniem gruntu poza płatem. Należy dodać, że w momencie wystąpienia opadu świeżego śniegu temperatury pod jego powierzchnią wynosiła  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Do powiązania temperatur rejestrowanych za pomocą termografów z temperaturą gruntu prowadzono równoległe serie pomiarów temperatury na powierzchni gruntu (ryc. 5). Uzyskane wyniki, a także wyniki pomiarów M. Hessa (1961), wskazują, że pomierzone za pomocą termografów temperatury przy krawędzi płata mogą być obniżone o 1, maksymalnie  $2^{\circ}\text{C}$ . Oznacza to, że o tyle możemy „podnieść” zero na termogramie. Jednak nawet przy takim założeniu



stwierdzono, że liczba cykli przejść przez zero na granicy płatów nie przekroczyła 10 na dobę. Przy czym najczęściej występuje jeden cykl w ciągu doby.

Tabela 5 podaje rzeczywistą liczbę cykli przejść przez zero temperatury przy płacie. Najwięcej występowało w okresie jesiennym. Efektywne dla procesu wietrzenia temperatury do  $-5^{\circ}\text{C}$  wystąpiły sporadycznie. Należy dodać, że liczba przejść przez zero na obszarze poza oddziaływaniem płata jest podobna. Podobne wartości podawane są przez R. Nyberga (1991) dla gór północnej Szwecji. Natomiast według badań C.E. Thoma (1976) prowadzonych w Colorado Front Range w okresie miesiąca było kilkanaście dni z przejściami przez zero temperatury powierzchni gruntu. Nawet zakładając, że wartości uzyskane w Tatrach są znacznie zaniżone to są one o połowę niższe niż uzyskane przez C.E. Thoma.

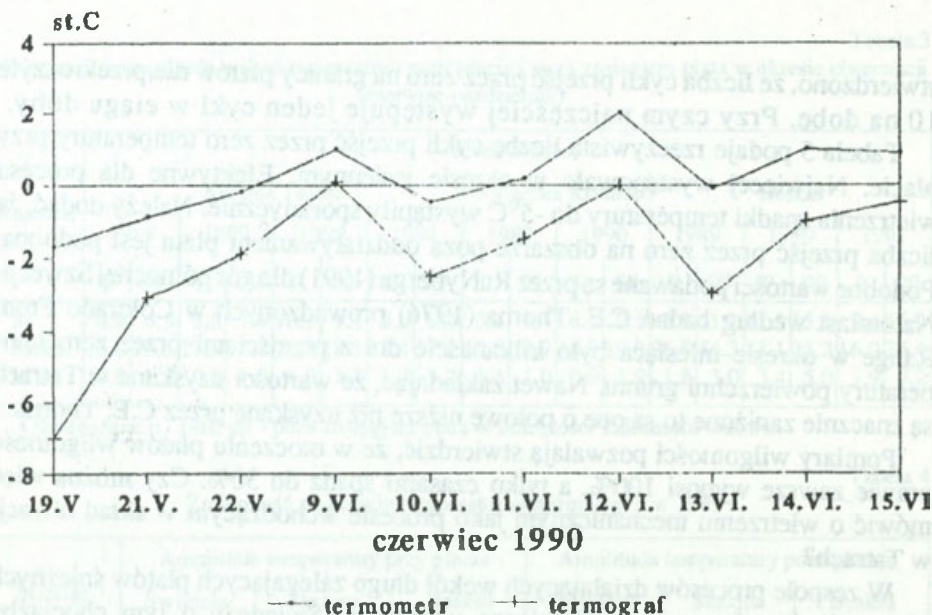
Pomiary wilgotności pozwalają stwierdzić, że w otoczeniu płatów wilgotność prawie zawsze wynosi 100%, a tylko czasami spada do 30%. Czy można więc mówić o wietrzeniu mechanicznym jako procesie wchodzącym w skład niwacji w Tatrach?

W zespole procesów działających wokół długo zalegających płatów śnieżnych niewątpliwie wietrzenie mechaniczne występuje. Świadczy o tym chociażby powierzchnia ścian skalnych - chropowata, pozbawiona porostów do wysokości odpowiadającej grubości płata. Powierzchnia skały jest jasna, pozbawiona porostów, lecz może to być tylko wynikiem zacienienia. Jednocześnie na pomalowanym farbą fragmencie zbudowanej z granitu ściany niszy niwalnej w ciągu kilku lat nie stwierdzono zmian. W niszach, których krawędzie wycięte są w materiale zwietrzelinowym i nie są chronione damią, obserwowano wymarzenie znaczonych, niewielkich okruców z tylnych ścian niszy, także działalność lodu włóknistego. Łód włóknisty występuje również przy dolnej krawędzi płata. Prowadzi to do cofania krawędzi niszy rzędu kilka centymetrów na rok. Warunki termiczno-wilgotnościowe przy krawędzi płata są więc efektywne na stoku z pokrywą zwietrzelinową, ale niewystarczające do takiej intensyfikacji procesu wietrzenia ścian skalnych by jego tempo było mierzalne. Zatem występujące w niektórych miejscach, niewielkie podcięcia skalne muszą pochodzić z okresu o bardziej surowym klimacie.

Tabela 5

Występowanie cykli przejść temperatury przez zero w okresie pomiarów

Skrajna Turnia		Świnicka Kotlina		Beskid	
Data	Liczba	Data	Liczba	Data	Liczba
13 06 1988	2	15 06 1989	2	16-17 04 1989	4
14-18 06 1988	3	19-22 07 1989	4	16 05 1989	1
15 06 1989	2	1-4 08 1989	3	19-22 05 1990	3
19-23 07 1989	4	29 08 - 4 09 1989	8	24-30 05 1990	12
1-4 08 1989	3	15 09 1989	1	14-15 06 1991	2
29 08 - 1 09 1989	2			19-22 06 1991	5
15 09 1989	3				



Ryc. 5. Porównanie przebiegu temperatury minimalnej przy płacie na Beskidzie mierzonej przez termometr na gruncie i termograf

Minimum temperature at snow patch limit at Beskid according to measurement by temperature recorder and termometers at the ground surface

#### TRANSPORT ZWIETRZELIN

W rozważaniach nad wpływem płatów śnieżnych na przemieszczanie materiału po stoku należy się skupić nad działalnością wód roztopowych, gdyż przemieszczanie materiału przez pełznący płat jest nieistotne (Rączkowska 1992).

Badania odpływu wody z topniejącego płata prowadzone są na północnych stokach Beskidu (ryc. 6), u podnóża płata zajmującego podłużne obniżenie, położone na wysokości około 1800 m n.p.m., na gładkim, dojrzałym, utrwalonym darnią stoku. Zlewnia płata, o powierzchni 0,65 km<sup>2</sup> zamknięta jest zastawką metalową, osadzoną na betonie, na podłożu skalnym. Wykonano 4 dziesięciodniowe serie pomiaru wielkości odpływu z płata. Odpływ z płata mierzono trzy razy dziennie, metodą podstawionego naczynia. Równocześnie określano wielkość płata na początku i na końcu serii pomiaru, wykonując sondowanie sondą lawinową. Płat w okresie po wydzieleniu z pokrywy śnieżnej miał długość 251 m, szerokość do 40 m, a miąższość do 2,8 m. W końcowej fazie długość zmniejszała się o około 10%, szerokość o około 50%, a miąższość o około 30%. Gęstość śniegu w tym okresie wynosiła 5,9-6,7 g/cm<sup>3</sup>. Na tej podstawie podjęto próbę bilansowania wody dostarczanej przez topniejący płat

i odpływającej, oczywiście w dużym przybliżeniu i ze świadomością o braku danych na temat parowania, infiltracji w głębsze warstwy podłoża oraz ilości wody dostarczanej przez opady atmosferyczne. Tym można tłumaczyć 10% niezgodność bilansu.

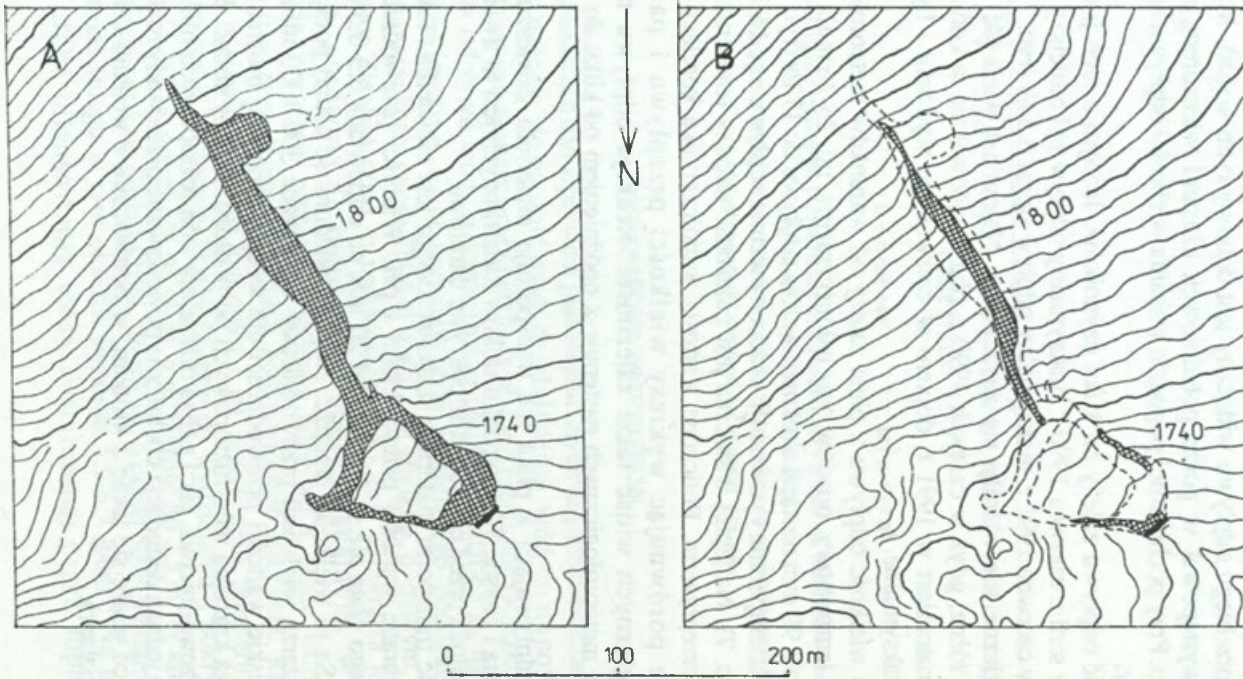
Rycina 7 przedstawia przebieg odpływu w l/s na tle średniej dobowej temperatury i opadów dla Stacji na Hali Gąsienicowej. Odpływ wahał się od 17 l/s do 0,6 l/s. W przebiegu odpływu widoczny jest dobowy rytm wahań. Maksymalny przepływ występował w porze południowej, czasami wieczorem, minimalny zawsze rano. Przy pochmurnej pogodzie wahania wielkości odpływu znacznie się zmniejszały.

Wielkość odpływu zależy od kilku czynników. Jednym z nich jest wielkość płata, np. w serii z czerwca 1990 r. maksymalny odpływ był mniejszy niż 1,2 l/s, natomiast w czerwcu 1991 r. maksymalny odpływ sięgał 3,5 l/s (ryc. 7). Warunki meteorologiczne nie różniły się zasadniczo. Natomiast wielkość płata była zasadniczo różna, gdyż w czerwcu 1990 r. płat znajdował się w końcowej fazie zanikania, natomiast w 1991 r. dopiero w czerwcu się wydzielił i były to jego rozmiary maksymalne.

Ponadto wielkość odpływu z płata zależy od warunków meteorologicznych, głównie od temperatury, opadów oraz usłonecznienia, np. 25-26 maja 1990 r. po opadzie około 90 mm nastąpił skokowy wzrost odpływu do 17 l/s (ryc. 7). Prawie każdy wzrost temperatury powoduje widoczny wzrost odpływu, np. 16-17 czerwca 1991 r. (ryc. 7). Najlepiej widoczna jest zależność między temperaturą średnią dobową a przepływem. Policzone wartości współczynnika korelacji prostej są niskie, ale porównując wykresy wielkości przepływu i parametrów meteorologicznych widać takie zależności. Reakcja odpływu na zmianę parametrów meteorologicznych następuje z opóźnieniem od kilku do kilkunastu godzin.

Woda odpływająca z płata nie transportuje materiału zawieszzonego. Jest przezroczysta i czysta. W przypadku stoków zadarnionych jest to uwarunkowane ochroną podłoża przed erozją przez pokrywę darniową.

Wielkość transportu materiału rozpuszczonego jest niewielka. Tabela 6 prezentuje wybrane wartości przewodności i pH. Wartości przewodnictwa wody z topniejącego płata nie są większe od 20 mS, co odpowiada 0,3-0,5 mval/dcm<sup>3</sup> twardości. Są to wielkości nieduże. M. Kot (wiadomość ustna) podaje dla wód w tym obszarze wielkości przewodnictwa wynoszące 300-1000 mS. Tak duże różnice i niskie wartości przewodności dla wody roztopowej można uzasadniać krótką drogą krążenia wód roztopowych po podłożu. Należy dodać, że zarówno wartości przewodnictwa, jak i pH są niższe dla wód roztopowych niż dla śniegu. Zasadniczo jednak denudacja chemiczna powodowana przez wody roztopowe jest niewielka, co wiąże się także z krótkim, w porównaniu z wodami deszczowymi okresem działania.



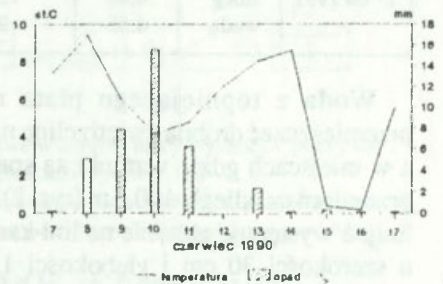
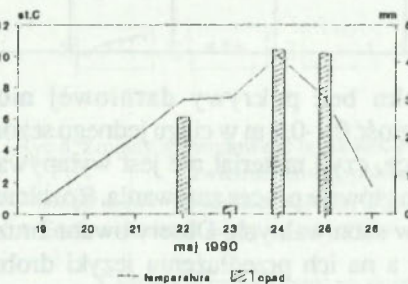
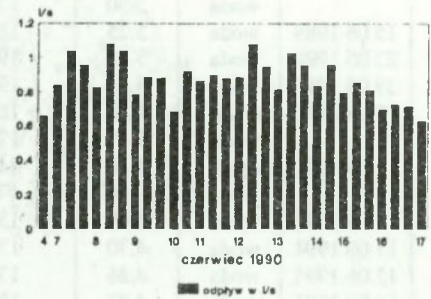
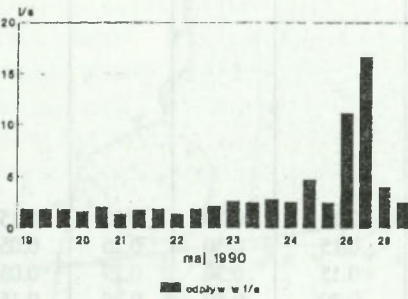
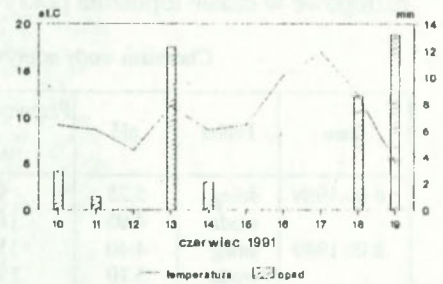
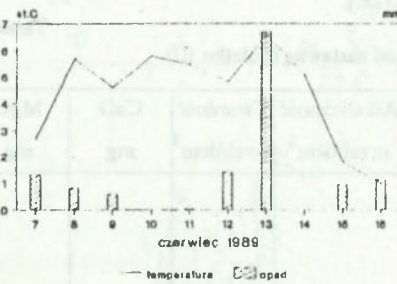
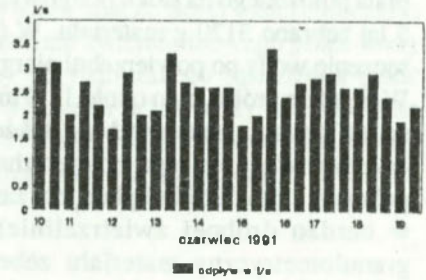
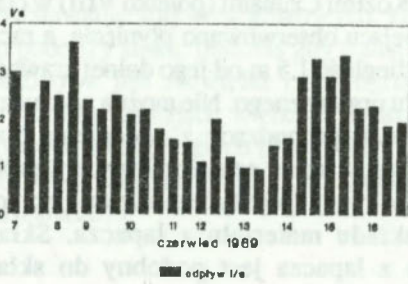
Ryc. 6. Zmiany rozmiarów płata nad zastawką (poletko III)

A - rozmiary po wydzieleniu płata, B - rozmiary w fazie końcowej.

Changes of snow patch size (plot III)

A - size after its formation, B - size in final stage.

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 7. Przebieg odpływu z płata nad zastawką (poletko III) w różnych warunkach meteorologicznych  
Runoff from the snow patch (plot III) against the weather conditions

W ciągu całego okresu topnienia płata w łapaczu poniżej zastawki zebrano 2 g materiału - frakcji żwirowej i piaszczystej. Na łapaczu zainstalowanym u podnóży płata położonego na stoku piargowym pod Kozimi Czubami (poletko VIII) w ciągu 5 lat zebrano 3120 g materiału. W tym miejscu obserwowano płynięcie, a raczej sączenie wody po powierzchni piargu na odległość 1,5 m od jego dolnej krawędzi. W składzie próbki było około 12% materiału organicznego. Nie można wykluczyć, że na łapaczu znajdował się także materiał, pochodzący z wytopienia płata, zakumulowany na jego powierzchni. Jednakże skład granulometryczny próbki pobranej z powierzchni płata jest zasadniczo różny (pojedyncze większe okruchy w bardzo drobnej zwietrzelinie) od składu materiału z łapacza. Składu granulometrycznego materiału zebranego z łapacza jest podobny do składu granulometrycznego materiału zebranego z jezorów składanych przez wody roztopowe w czasie topnienia pokrywy śnieżnej.

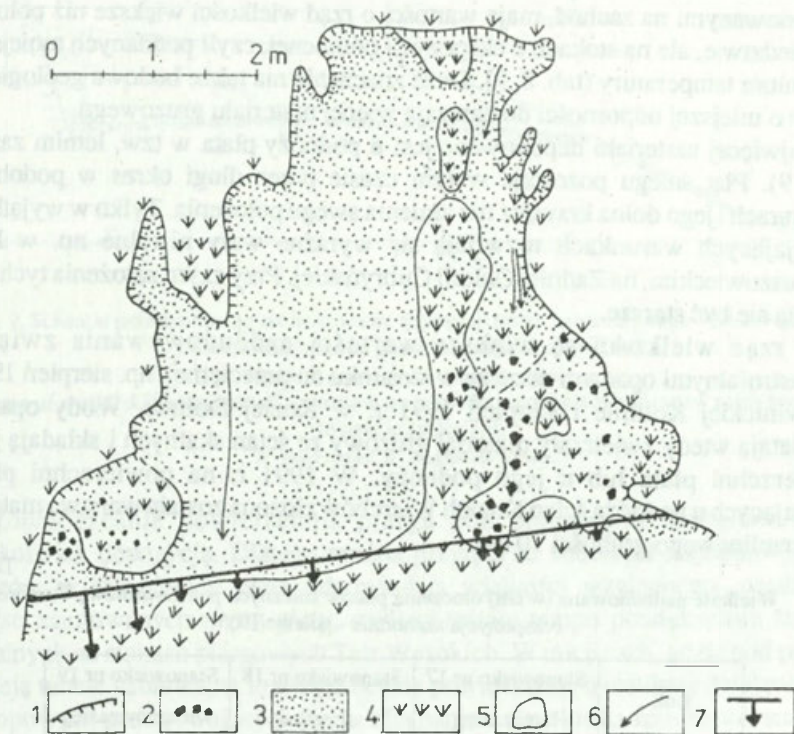
Tabela 6

Chemizm wody odpływającej nad zastawką (poletko III)

Data	Próba	pH	Przewodnictwo μS	Alkaliczność mval/dcm <sup>3</sup>	Twardość mval/dcm <sup>3</sup>	CaO mg	MgO mg
6 06 1989	śnieg	5.25	9.5				
	woda	4.95	18.0				
8 06 1989	śnieg	4.60	15.9				
	woda	5.10	19.2				
12 06 1989	śnieg	4.75	14.2				
	woda	5.30	17.5				
15 06 1989	woda	5.25	18.9				
22 05 1990	woda	5.05	19.8				
29 05 1990	woda	5.00	19.2				
7 06 1990	śnieg	4.20	10.7				
	woda	5.15	17.8				
11 06 1990	opad	4.10	34.0				
	woda	5.10	17.8				
10 06 1991	woda	5.03	13.5	0.18	0.30	0.25	0.15
11 06 1991	woda	4.70	13.6	0.15	0.30	0.25	0.05
12 06 1991	woda	4.86	13.4	0.15	0.30	0.27	0.03
14 06 1991	woda	4.87	12.5	0.20	0.50	0.30	0.15
17 06 1991	śnieg	4.42	12.9				
	woda	4.85	9.1				

Woda z topniejącego płata na stoku bez pokrywy darniowej może przemieszczać drobną zwietrzelinę na odległość 0,1-0,2 m w ciągu jednego sezonu, a w miejscach gdzie warunki są sprzyjające, czyli materiał nie jest wyłapywany przez darń na odległość 0,5 m (ryc. 8). Jest to głównie proces zmywania. Rozcinanie liniowe występuje głównie na lini kanalików subniwalnych. Obserwowano bruzdy o szerokości 30 cm i głębokości 15 cm, a na ich przedłużeniu języki drobnej zwietrzliny. Na stoku piargowym podobne, niewielkie rozcięcia pasa malowanego gruzu pod płatem powstają po ulewnych deszczach, np. w sierpniu 1991 r. pod Kozimi Czubami, bądź w wyniku działania wód roztopowych skoncentrowanych

w żlebach. Większe rozcięcia są wynikiem działania wód deszczowych. Należy dodać, że nasączenie podłoża przez wody z wytapiającego się płata ułatwia powstawanie spływów gruzowych, które wynoszą znaczne ilości materiału często do podnóży stoku, podczas gdy transport materiału zwietrzelinowego przez wody roztopowe jest niewielki i jest ograniczony do najbliższego sąsiedztwa płata. Wartości określające wielkość transportu zwietrzelin przez wody roztopowe są podobne do uzyskanych przez C.E. Thoma (1976) w Niwot Ridge, w USA. Wody roztopowe nie uaktywniają soliflukcji poniżej płata jak to się dzieje w innych obszarach.



Ryc 8. Zmiany spowodowane przez wody roztopowe w obrębie niszy wyciętej w pokrywie zwietrzelinowej, położonej na Beskidzie (poletko III)

1 - krawędź niszy, 2 - okruchy skalne o średnicy do 10 cm, 3 - dno niszy z drobną zwietrzeliną, 4 - pokrywa darniowa, 5 - granice wydzieli, 6 - rozcięcia erozyjne, 7 - linia malowanego materiału i wielkość przemieszczeń, 1cm - 0,5 m.

Changes in niche located on slope of Beskid Mt., cut in weathering cover

1 - niche margin, 2 - rock particle with diameter up to 10 cm, 3 - niche bottom with fine material, 4 - grass, 5 - borders, 6 - rill erosion, 7 - line of marked material and magnitude of transport, 1 cm - 0.5 m.

## DEPOZYCJA

Najistotniejsze znaczenie wydaje się mieć obecność płatów śnieżnych dla procesu depozycji na stokach piargowych, gdyż miejsce zajmowane przez płat jest chronione przed depozycją, podczas gdy sąsiednie fragmenty stoku są nadbudowywane.

Wielkość tego procesu jest różna. Ilość materiału osadzanego na siatkach rozmieszczonych u podnóżu płata waha się od 0,0 cm do 0,64 cm średnio w ciągu roku. Tabele 7-9 podają wielkości roczne depozycji na poszczególnych stanowiskach. Stanowiska były usytuowane w tzw. wiosennym zasięgu płata, letnim zasięgu płata oraz w szczelinie pomiędzy płatem a ścianą skalną. Zasadniczo wielkości nadbudowywania piargów wokoło płatów zależą od ekspozycji, np. stanowiska 17, 18, 19 (poletko VII) pod ścianami Zawratowej Turni (tab. 7) ekspozycjami na zachód, mają wartości o rząd wielkości większe niż położone w sąsiedztwie, ale na stokach o ekspozycji północnej, czyli poddanych mniejszym wahaniom temperatury (tab. 8, 9). Duże znaczenie ma także budowa geologiczna. Strefy o mniejszej odporności dostarczają więcej materiału gruzowego.

Najwięcej materiału deponowane jest u podnóżu płata w tzw. letnim zasięgu (ryc. 9). Płat śniegu pozostaje w tym czasie przez długi okres w podobnych rozmiarach i jego dolna krawędź nie zmienia swego położenia. Tylko w wyjątkowo sprzyjających warunkach rozwijają się wyraźne wały niwalne np. w Kotle Miękusowieckim, na Zadniej Galerii Cubryńskiej. Przy czym założenia tych form wydają się być starsze.

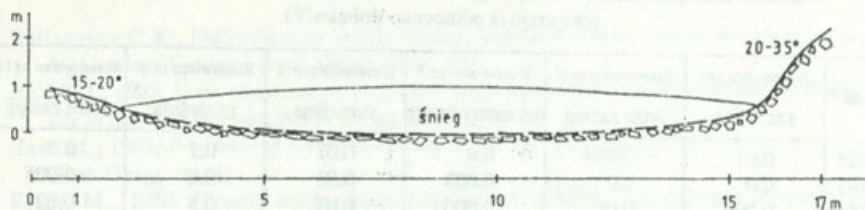
O rząd wielkości są większe wartości nadbudowywania związane z katastrofalnymi opadami deszczu w stosunku do przeciętnej, np. sierpień 1988 r. w Świnickiej Kotlinie i sierpień 1991 r. w Koziej Dolinie. Wody opadowe wymiatają wtedy zwietrzały materiał gruzowy ze ścian skalnych i składają go na powierzchni płata lub u jego podnóżu. W 1991 r. na powierzchni płatów zalegających u podnóża ścian Kozich Wierchów złożona została warstwa materiału zwietrzelinowego grubości 10 cm.

Tabela 7  
Wielkość nadbudowana (w cm) otoczenia płatów śnieżnych pod Zawratową Turnią (ekspozycja zachodnia - poletko III)

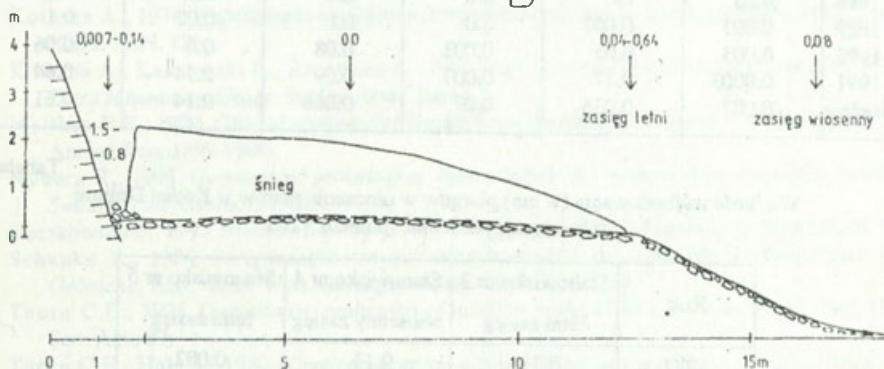
Rok	Stanowisko nr 17 letni zasięg	Stanowisko nr 18 szczelina	Stanowisko nr 19 wiosenny zasięg
1983	0.23	0.16	
1985	0.00	0.00	0.001
1986	0.90	0.19	0.01
1987	0.06	0.16	0.02
1988	śnieg	śnieg	0.19
1989	śnieg	0.07	0.003
1990	zniszczone	0.26	0.01
1991	zniszczone	0.27	0.09
Średnia	0.29	0.14	0.08



A



B



Ryc. 9. Schemat przestrzennego zróżnicowania depozycji gruzu na stoku piargowym, związanego z obecnością płata na podstawie danych z tabel 7-9

A - przekrój poprzeczny, B - przekrój podłużny.

Scheme of spatial differentiation of accretion on talus slope connected with snow patch according to data in tables 7-9

A - cross section, B - longitudinal section.

Równocześnie powierzchnia piargu pod płatem jest chroniona przed jakąkolwiek depozycją. Dlatego można przyjąć, że wielkości nadbudowywania piargów w sąsiedztwie płata odpowiadają wielkości względnego „obniżania” miejsc zajmowanych przez płaty, czyli określają tempo powiększania się nisz niwalnych na stokach piargowych Tatr Wysokich. W miejscach, gdzie pod płatami istnieją tunele subniwalne to tempo będzie powiększone o rezultaty działania wód roztopowych przemywających piarg. Mechanizm ten określa sposób powstawania nisz niwalnych, których geneza nie jest erozyjna, a które są najpowszechniejszym rodzajem nisz w Tatrach Wysokich, różnej wielkości i kształtów. Prowadzi to także do zmiany profilu podłużnego stoku piargowego. Część przylegająca do ściany skalnej ma profil wklęsły, z tendencją do przegłębiania, natomiast na granicy płata stok piargowy ma profil wypukły także z tendencją do nadbudowywania.

Pomimo, że obecność płatów śnieżnych na stokach piargowych nie prowadzi do istotnego zwiększenia tempa akumulacji w porównaniu z miejscami wolnymi od śniegu to poprzez tworzenie form wklęsłych tzw. nisz akumulacyjnych jest to najbardziej widoczny, istotny kierunek wpływu płatów śnieżnych na współczesne przemodelowanie rzeźby Tatr.

Tabela 8

Wielkość nadbudowania (w cm) piargów w otoczeniu płytów w Świnickiej Kotlinie  
(ekspozycja północna - poletko V)

Rok	Stanowisko nr 5 szczelina	Stanowisko nr 6 letni zasięg	Stanowisko nr 7 wiosenny zasięg	Stanowisko nr 8 szczelina	Stanowisko nr 9 szczelina	Stanowisko nr 10 letni zasięg
1983	0.03	0.008	0.0	0.07	0.2	0.0
1985	0.0	0.0	0.003	0.03	0.0	0.005
1986	0.002	0.08	0.0002	0.03	0.5	0.02
1987	0.001	0.006	0.02	0.009	0.01	0.003
1988	0.03	0.0	0.6	0.3	0.3	4.7
1989	0.001	0.007	0.0	0.0	0.07	0.1
1990	0.003	0.05	0.003	0.08	0.0	0.06
1991	0.0003	0.17	0.007	0.09	0.14	0.64
Średnia	0.007	0.036	0.07	0.068	0.14	0.61

Tabela 9

Wielkość nadbudowania (w cm) piargów w otoczeniu płytów w Koziej Dolinie  
(ekspozycja północna - poletko VIII)

Rok	Stanowisko nr 3 letni zasięg	Stanowisko nr 4 wiosenny zasięg	Stanowisko nr 5 letni zasięg
1987	0.71	0.13	0.002
1988	0.2	0.51	śnieg
1989	0.3	0.05	0.002
1990	śnieg	0.05	śnieg
1991	0.6	8.0	0.05
Średnia	0.15	0.75	0.018

#### PODSUMOWANIE

Przedstawione powyżej dane, charakteryzują tło działania niwacji. Z ich analizy wynika, że dla przebiegu procesów na stokach większe znaczenie ma woda pochodząca z topienia płata niż mikroklimatyczne efekty związane z jego obecnością.

Obecność płytów śnieżnych w Tatrach wpływa głównie na procesy depozycji oraz transportu. Ich obecność wydaje się mieć mniejsze znaczenie dla wietrzenia we współczesnych warunkach klimatycznych.

Efekty geomorfologiczne działania niwacji zależą w znacznym stopniu od rodzaju stoku, a głównie od wielkości frakcji materiału budującego pokrywy zwietrzelinowe i obecności pokrywy wegetacyjnej.

Płaty śnieżne raczej poprzez swoją obecność chronią podłoże zarówno przez nadbudowywaniem, jak i przed erozją, często także deszczową. Rola procesów niwacji ogranicza się współcześnie do retuszu form, w których płaty śnieżne zalegają. Zasadniczo przygotowują i ułatwiają one działanie innych procesów.

## LITERATURA

- Ballantyne C.K., 1985, *Nivation landforms and snowpatch erosion on two massifs in the northern highlands of Scotland*, Scott. Geogr. Mag., 101.
- Hall K.J., 1985, *Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in northern Norway*, Norsk Geogr. Tidskr., 39.
- Hess M., 1963, *Problems of perinival climate in the Tatra Mountains*, Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr., 11, 4.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne oraz ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dok. Geogr., 4.
- Kłapa M., Kozłowska-Szczęśna T., 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej*, Dok. Geogr., 1.
- Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 120.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 3.
- Matthes F.E., 1900, *Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming*, US Geol. Surv. 21st Annual Rep. 1899-1900.
- Nyberg R., 1991, *Geomorphic processes at snow patches site in the Abisko mountains, northern Sweden*, Zeit. Geomorph. N.F., 35, 3.
- Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155.
- Schunke E., 1986, *Periglacialformen und Morphodynamik im südlichen Jameson-Land, Ost-Grönland*, Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III, 36.
- Thorn C.E., 1976, *Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range*, Bull. Geol. Soc. Am., 87.
- Thorn C.E., Hall K., 1980, *Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal*, J. Glaciol., 25.
- Wiśliński A., Wiślińska Z., 1991, *Wieloletnie płaty śniegu w Tatrach*, Tatr., 2.

## QUANTITATIVE RATES OF NIVATION IN THE HIGH TATRA MTS

## Summary

The paper presents the quantitative results of study of nivation processes in the High Tatra Mts. The investigation was carried out on northern slope of the Tatra Mts, in the surrounding of Hala Gąsienicowa, above timberline i.e. 1500 m a.s.l.

The following aspects are considered:

- thermal conditions of weathering,
- meltwater runoff and transportation,
- impact of snowpatches on accumulation on talus slopes.

Based on analysis of microclimatic data it is stated that snowpatch presence reduce temperature at the patch border in comparison with outside the patch and the temperature amplitude. Freeze-thaw cycle are rather few, although indirect evidences of intensified mechanical weathering was recorded. Runoff exhibits daily rhythm and is depended on the patch size, air temperature and precipitation. The snowpatch presence affects debris accumulation at the talus slope. At the fragment of slope occupied by snowpatch the rate of accretion is 0,0 cm. This site decrease in comparison with neighbours area and „accumulation hollow” is developing. It is concluded that the more important factor intensifying process activity at snowpatch sites is increased water availability, rather than the microclimatic effects of snowpatches presence. Transport processes and deposition appear to be more active presently compared with the weathering processes.

Effects and rate of nivation depends on slope type, composition of weathered materials and the presence of vegetational cover.

At the present the role of nivation is rather limited to reshaping of forms which are occupied by snow patches.

Translated by T. Mrozek



WYDAWNICTWA IG iPZ PAN  
VARIA

- Bibliografia Geografii Polskiej 1985/1986, 1993, s. 467.  
Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1986, 1987, 1988, s. 134.  
Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576-1870, 1984, cz. 1 s. 109, cz. 2 tab. 220, zł 120 000,-  
Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map; t.2, Mapy XVIII wieku; Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, s. 250, 56 map, zł 250 000,-

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

- 1 Restructuring of economies and regional development, Warszawa 1988, s. 156.
- 2 Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, Warszawa 1988, s. 184.
- 3 The state, modes of production and world political map, Warszawa 1989, s. 186,
- 4 Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topooclimatology, Warszawa 1990, s. 223.
- 5 Agricultural classifications. A review of methodology. Warszawa 1990, s. 69.
- 6 Global change regional research centres, Warszawa 1990, s. 181.
- 7 The impact of urbanization upon rural areas, Warszawa 1990, s. 272.
- 8 The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, Warszawa 1990, s. 322.
- 9 Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, Warszawa 1990, s. 322.
- 10 Evolution of population and economic activities in urban regions, Warszawa 1990, s. 168.
- 11 Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, Warszawa 1991, s. 123, zł 5000,-
- 12 Restructuring and spatial strategy, Warszawa 1991, s. 203, zł 5000,-
- 13 Impact des mutations structurelles sur le developpement territorial en Europe, Warszawa 1991, s. 215, zł 20 000,-
- 14 Sesja naukowa IGIPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, Warszawa 1991, s. 156, zł 20 000,-
- 15 Housing and urban policy in transition, Warszawa 1992, s. 112, zł 20 000,-
- 16 Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, Warszawa 1992, s. 158, zł 20 000,-
- 17 Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, Warszawa 1993, s. 128, zł 20 000,-
- 18 Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar Szymbark September 11-18 1991, Warszawa 1993, s. 187, zł 30 000,-

## WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1990

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

1991

- 1 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA - Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. II, s. 83, zł 6500,-
- 2 M. KLIMASZEWSKI - Progi strukturalne - paralele geomorfologiczne, s. 62, zł 5000,-
- 3-4 Z. RYKIEL (red.) - Studia z geografii społecznej, s. 132, zł 13 000,-
- 5 P. SZELIGA - Międzynarodowa zależność gospodarcza w świetle ujęć komplementarnych, s. 84, zł 8000,-
- 6 M. ROŚCISZEWSKI (red.) - Zmiany światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej, s. 72, zł 8000,-

1992

- 1 M. BANACH, R. GLAZIK - Zbiornik Włocławski - niektóre problemy z geografii fizycznej, s. 69, zł 9000,-
- 2 R. PRZYBYŁAK - Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978 - 1983, s. 107, zł 13 000,-
- 3 E. NOWOSIELSKA - Teoria Christallera - prawda i mity (w sprawie nieporozumień pojęciowych), s. 77, zł 15 000,-
- 4 R. SZCZĘSNY - Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa indywidualnego Polski w latach 1938-1988. Próba syntezy, s. 107, zł 24 000,-
- 5-6 A.S. KOSTROWICKI (red.) - Wpływ urbanizacji na układy ekologiczne strefy podmiejskiej Warszawy, s. 170, zł 45,-

SUPLEMENT - J.H. SZYRMER (red.) - Informator geografii polskiej, s. 180, zł 60 000,-

1993

- 1 T. LJEWSKI - Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, s. 94, zł 30 000,-
- 2 A. MISZCZUK - Wyludnianie się wsi a rolnictwo Wschodniej Lubelszczyzny, s. 86, zł 30 000,-
- 3 W. STOLA - Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, s. 66, zł 30 000,-