

INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

CONFERENCE PAPERS 20

PRZEMIANY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
KARPAT I KOTLIN PODKARPACKICH

ENVIRONMENTAL CHANGES OF THE CARPATHIANS
AND SUBCARPATHIAN BASINS

Redakcja

Edited by

Leszek Starkel
Paweł Prokop

Sesja naukowa w 40-lecie
Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
Kraków, 8 - 9 grudnia 1993



INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

CONFERENCE PAPERS 20

PRZEMIANY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO KARPAT I KOTLIN PODKARPACKICH

Sesja naukowa w 40-lecie
Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
Kraków, 8 - 9 grudnia 1993

ENVIRONMENTAL CHANGES OF THE CARPATHIANS AND SUBCARPATHIAN BASINS

Session organized at 40th anniversary of the Department
of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands IGiPZ PAN
Kraków, 8 - 9 December 1993

Redakcja
Edited by
Leszek Starkel
Paweł Prokop



Editors:

Alicja Breymeyer (editor in chief), Barbara Krawczyk, Roman Kulikowski,
Jerzy Solon, Marcin Rościszewski (associate editors),
Barbara Krawczyk (secretary)

Institute of Geography and Spatial Organization
Polish Academy of Sciences
Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, Poland

Technical editor:

Ludmiła Kwiatkowska

Edition:

AKAPIT — DTP, ul. Skolimowska 4/11, 00-795 Warszawa

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie (L. Starkel)	5
Introduction	
L. Starkel — Ewolucja poglądów na temat paleogeografii vistulianu i holocenu Karpát i przedpola w ostatnich 40 latach	9
Evolution of views on the Vistulian and Holocene palaeogeography of the Carpathians and their foreland during last 40 years	
T. Gerlach — Eoliczne utwory pyłowe Karpát — wskaźnikiem kontynentalizmu ...	17
Loess deposits of the Polish Flysch Carpathians — to indicate continental climate during the Vistulian	
D. Nalepka — Historia roślinności w dolinie Wisły od Krakowa po ujście Raby w późnym vistulianie i holocenie	19
History of vegetation in the Vistula valley from Cracow to the mouth of the Raba river in the late Vistulian and Holocene	
M. Baumgart-Kotarba, A. Kotarba — Schyłek vistulianu i holocenu w Tatrach Wysokich	33
Late Vistulian and Early Holocene in the High Tatra Mountains	
S. W. Alexandrowicz — Malakologiczne wskaźniki transformacji ekosystemów w późnym vistulianie i holocenie	41
Malacological indicators of ecosystems transformation during the late Vistulian and the Holocene	
J. Machnik — Człowiek — rolnik i pasterz wkracza w Karpaty	49
Man — farmer and shepherd — enters the Carpathians	
M. Krąpiec — “Czarne dęby” — dendrochronologia i fazy akumulacji pni w dolinie Wisły	57
“Black oaks” — dendrochronology and phases of accumulation of trunks in the Vistula valley	
T. Kalicki — Osady powodziowe w Kotlinie Sandomierskiej	69
Flood deposits in the Sandomierz Basin	
A. Kotarba — Zmienność katastrofalnych procesów morfogenetycznych w okresie małej epoki lodowej i czasach współczesnych w Tatrach	71
Variability of extreme geomorphic processes during the Little Ice Age and at present in the High Tatra Mountains	
R. Soja — Zmiany reżimu wezbraniowego górnej Wisły	73
Changes of flood regime of the upper Vistula	
Z. Rączkowska, A. B. Kozłowska — Geobotaniczne wskaźniki denudacji stoków wysokogórskich	75
Geobotanical indicators of denudation of high-mountain slopes	
P. Prokop, R. Soja — Denudacja chemiczna w zlewni Ropy	87
Chemical denudation in the Ropa drainage basin	
E. Gil — Meteorologiczne i hydrologiczne warunki ruchów osuwiskowych	89
Meteorological and hydrological conditions of landslides	
B. Obrębska-Starkłowa, Z. Bednarz, T. Niedźwiedz, J. Trepińska — Współczesne tendencje zmian klimatu Karpát i przedpola	103
Contemporary tendencies in the climatic changes of the Carpathian Mts, and their foreland	

S. Kędzia — Lodowczyk Mięszowiecki w Tatrach	117
Mięszowiecki Glaciette in the Tatra	
L. Starkel — Równoległość badań nad przeszłością i teraźniejszością środowiska Karpat i Kotlin Podkarpackich	119
Parallel studies on the past and present environment of the Carpathians and Subcarpathian Basins	
P. Prokop — Techniki komputerowe w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN	123
Computing techniques in the Department of Geomorphology and Hydrology Mountains and Uplands IGiPZ PAN	

Wprowadzenie

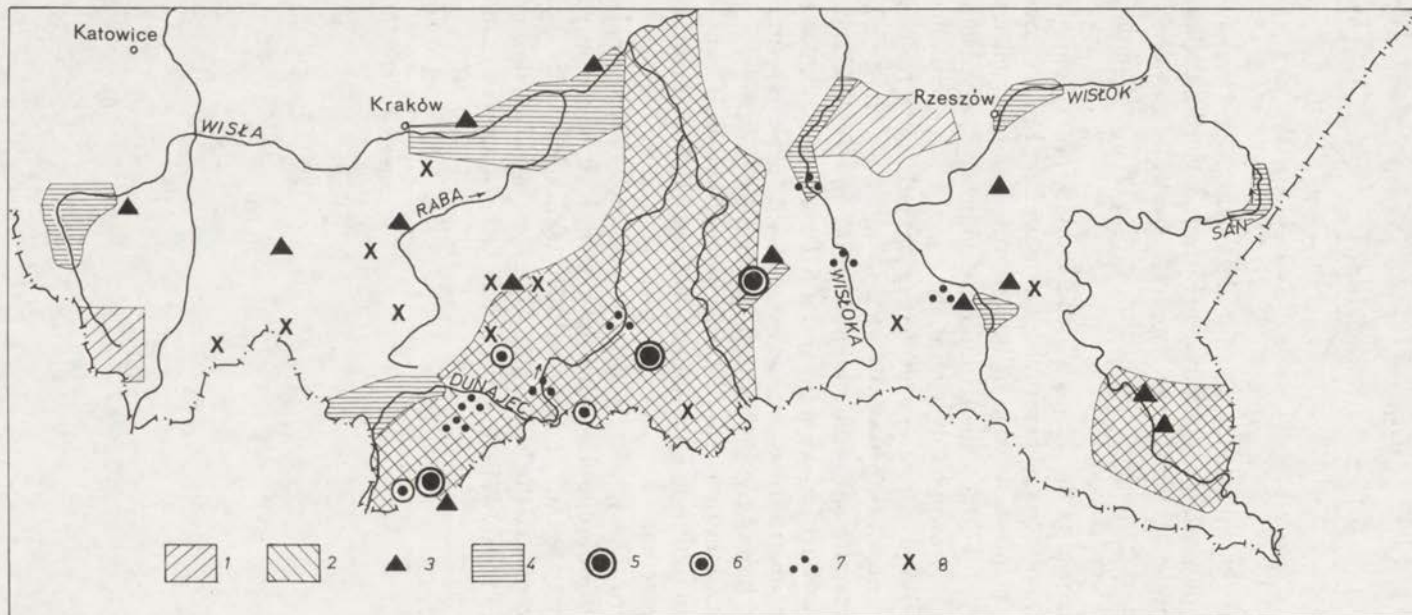
W dniach 8–9 grudnia 1993 roku odbyła się w Krakowie Sesja Naukowa na temat “Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich”, zorganizowana przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, wspólnie z Komisją Paleogeografii Czwartorzędu PAU.

Pretekstem do zorganizowania Sesji było 40-lecie Zakładu, który powstał w listopadzie 1953 roku z inspiracji i pod kierownictwem prof. dr. Mieczysława Klimaszewskiego. Zakład inspirował wiele badań interdyscyplinarnych nad ewolucją środowiska Karpat i przedpola i nadal współpracuje z wieloma kolegami i placówkami z pokrewnych dyscyplin. Dlatego w sesji naukowej zaprezentowali swe wyniki prac zarówno pracownicy Zakładu jak i Koledzy z innych placówek, którzy wnoszą swój aktywny wkład w poznanie środowiska regionu. Za ten aktywny udział w sesji Koleżankom i Kolegom spoza Zakładu, pragnę szczególnie podziękować. Dziękuję także Pani Teresie Mrozek, która przetłumaczyła większość abstraktów. Niestety w tekście brak referatów W. Froehlich i P. Gębicy, którzy nie dostarczyli materiałów na czas.

W sesji naukowej, która dała przegląd historii i aktualnie prowadzonych badań, uczestniczyło ponad 120 osób z całego kraju, szereg osób i instytucji przekazało gratulacje i życzenia.

Niniejszy zeszyt zawiera teksty lub streszczenia prezentowanych referatów. Jeżeli temat został aktualnie opublikowany lub złożony do druku w innym wydawnictwie, wówczas przy ograniczonych limitach arkuszowych publikowane jest krótkie streszczenie. Historia Zakładu Geomorfologii i Hydrologii w Krakowie została już opublikowana w Przeglądzie Geograficznym (t. 66, z. 3–4, s. 263–284).

Leszek Starkel



Ryc. 1. Obszary badań Zakładu w Karpatach i na przedpolu

- 1 — tereny objęte szczegółowym kartowaniem geomorfologicznym, 2 — tereny objęte szczegółowym kartowaniem hydrograficznym, 3 — szczegółowo zbadane stanowiska osadów czwartorzędowych (poza równinami aluwialnymi), 4 — tereny szczegółowych badań holocenijskich równin aluwialnych, 5 — istniejące stacje naukowe — monitoring procesów, 6 — inne punkty badań stacjonarnych procesów, 7 — pozostałe tereny badań procesów, 8 — inne obszary badań problemowych

Research areas of the Department in the Carpathians and their foreland

- 1 — areas of detail geomorphologic mapping, 2 — areas of detail hydrographic mapping, 3 — sites of Quaternary deposits elaborated in detail (outside alluvial plains), 4 — areas of detail studies of the Holocene alluvial plains, 5 — existing field stations — monitoring of processes, 6 — other sites of monitoring of processes, 7 — other areas of process studies, 8 — areas of investigations on other selected problems

Introduction

The session entitled "Environmental Changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins", organized jointly by Department of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands, Institute of Geography and Spatial Organization and by Commission of Quaternary, Polish Academy of Arts and Sciences was held on December 8–9, 1993 in Cracow.

A pretext for organising the session was the 40th anniversary of the Department which came into being from inspiration and under the leadership of Prof. dr. Mieczysław Klimaszewski in November 1953. The Department initiated numerous interdisciplinary studies on evolution of the environment of the Carpathians and their Foreland, and is still collaborating with numerous colleagues and institutions sharing similar research interests. Therefore, the research results were presented by both the staff of the Department and colleagues of other research bodies who actively contribute to investigations of the environment of this region. For the active participation in the session the colleagues of the non-Departmental staff are due particular acknowledgments. Unfortunately the manuscripts of papers presented by W. Froehlich i P. Gębica were not delivered in time.

In the session which was the overview of the history and currently undergoing studies there were 120 participants. Many scientists and institutions passed their congratulations and greetings.

This issue contains the texts and summaries of the presentations given during the session. If the presented material has already been published or submitted for publication in another periodical then a short summary is only published due to imposed editorial limits. The history of the Department of Geomorphology and Hydrology in Cracow is being published in *Przegląd Geograficzny* (vol. 66, no. 3–4, p. 263–284).

Leszek Starkel

EWOLUCJA POGLĄDÓW NA TEMAT PALEOGEOGRAFII VISTULIANU I HOLOCENU KARPAT I PRZEDPOLA W OSTATNICH 40 LATACH

EVOLUTION OF VIEWS ON THE VISTULIAN AND HOLOCENE PALAEOGEOGRAPHY OF THE CARPATHIANS AND THEIR FORELAND DURING LAST 40 YEARS

LESZEK STARKEL

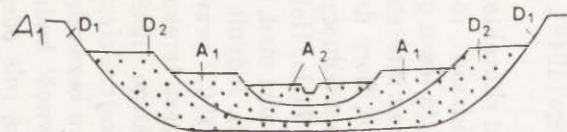
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. The author presents the history of research on the paleogeography of the Polish Carpathians and the Subcarpathian Basins after the second World War. Special attention is paid to the changes of view on the chronology of changes and role of the lateglacial and Holocene which was earlier underestimated. There were also discovered a great variety of the periglacial transformation dependent on mesoclimatic conditions, elevations and lithology, role of extreme events in the transformation of relief and the existence of earlier stages of human activity in the Carpathians, reflected in pollen diagrams and soil erosion.

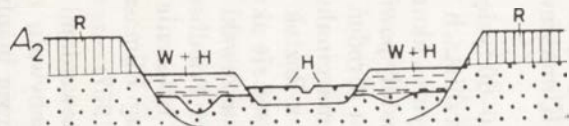
W połowie lat 50., gdy badania Zakładu wkraczały wraz z kartowaniem geomorfologicznym w tematykę ewolucji rzeźby i paleogeografii, byliśmy pod wrażeniem pierwszych powojennych syntez Klimaszewskiego (1948), Szafera (1952) i Środonia (1952).

Zimny, bezleśny glacjał, trwający przez 50–60 tysięcy lat charakteryzował się lodowcami w Tatrach, gołoborzami na grzbietach beskidzkich, rozpoznawalnymi w Krościenku pokrywami soliflukcyjnymi i akumulacją lessu u brzegu gór. Znaleźiska leśnej flory interstadialnej zostały powiązane z interstadią oryniackim sprzed maksimum zlodowacenia (Środoń 1960), flory driasowej — z okresami postępującego lądolodu na strefach marginalnych na północy Polski. Późny glacjał z lasem borealnym znany był z Roztok koło Jasła. Holocen — okres ekspansji lasów mieszanych miał zapisać się akumulacją mąd, związanych z postępującym wylesieniem gór (Klimaszewski 1948). Jedynie Środoń (1952), w ślad za zapomnianymi odkryciami Friedberga (1903) przyjmował istnienie fazy wzmożonej aktywności rzek w holocenie. Wyższa terasa okryta würmskim lessem miała pochodzić — według Klimaszewskiego (1948) — ze starszego zlodowacenia (Riss), a według Jahna (1957) — ze starszej części ostatniego zlodowacenia. Nie dysponowaliśmy jeszcze datowaniami wieku bezwzględniego.

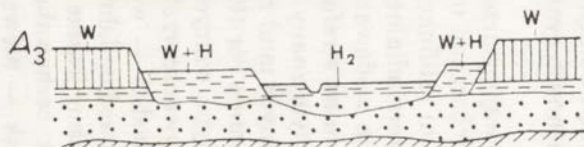
Schyłek lat 50. i lata 60. cechowała niebywała aktywność badawcza i odkrywanie nowych stanowisk — niewątpliwie inspirującą rolę odegrał VI



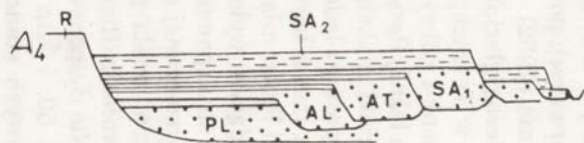
ŁOMNICKI 1900, 1903, FRIEDBERG 1903



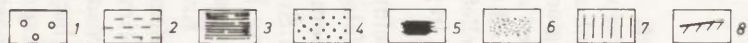
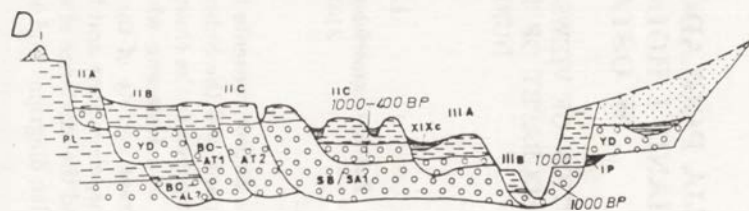
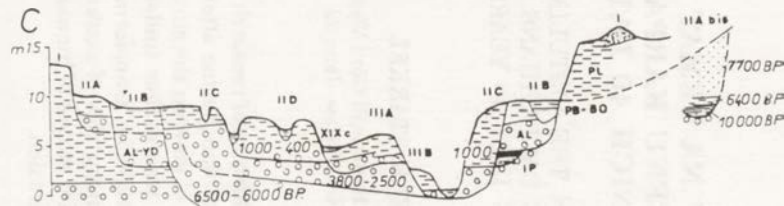
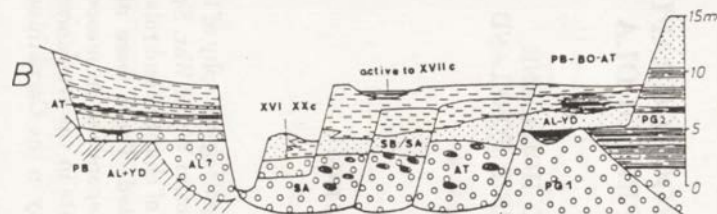
KLIMASZEWSKI 1948, 1967



JAHN 1957



STARKEL 1960



Kongres INQUA w Warszawie w 1961 r. Rozpoznana została złożoność ostatniego piętra zimnego, korelowana z Europą Zachodnią. W Wadowicach obok flory zimnej odkryto wczesnoglacialny leśny interstadiał Brorup starszy od 40 000 lat (Sobolewska i inni 1964), nad nim dwudzielną serię soliflukcyjną i poziom lessu w stropie o innym składzie minerałów ciężkich. Stwierdzono ząbienie się pokryw stokowych i rzecznych w terasach (Klimaszewski 1958, Starkel 1968), co stało się — obok flory driasowej — podstawą wydzielenia serii z pleniglacjału. W kotlinach śródgórskich opisano pyłowo-piaszczyste miększe serie deluwiów wiązanych częściowo z transportem eolicznym (Cegła 1964). U brzegu Karpat koło Przemyśla zbadano pierwsze profile lessów z poziomami interstadialnych gleb kopalnych z glebą eemską w spągu (Malicki 1967).

Budowa podnóży stoków w dolinie górnego Sanu zwróciła uwagę na potrzebę ostrożnej interpretacji stratygraficznej osadów zmieniających się w profilach podłużnym i poprzecznym stoku (Dziewański, Starkel 1967), a także pozwoliła określić skalę denudacji stoków, sięgającą 10 m w jednym glacialu. Ukazały się syntezy zmian paleogeograficznych w ostatnim glacialu autorstwa Klimaszewskiego (1967), Środonia (1968) i Starkla (1968, 1969).

W 1960 roku Starkel udowodnił, na podstawie kartowania form, znaczne rozmiary przemian rzeźby Karpat fliszowych w holocenie i powiązał kilka włożeń aluwiów korytowych (z madami w stropie) u brzegu Karpat z wilgotniejszymi fazami holocenu. Okazało się, że holocenijskie zmiany w obiegu wody prowadziły do transformacji rzeźby już przed wylesieniem i wejściem rolnictwa w góry. Równolegle wykonane pierwsze pełne diagramy pyłkowe dla późnego glacialu i holocenu pozwoliły zrekonstruować sukcesję roślinności i odkryły wcześniejsze, bo sięgające brązu i neolitu fazy odlesiania Karpat, nie potwierdzane wówczas badaniami archeologów (Koperowa 1962, Mamałkowa 1962).

Okres lat 70. był w badaniach piętra vistulianu Karpat i przedpola okresem zwolnienia tempa badań. Zbadano paleobotanicznie i wydatowano szereg stanowisk interpleniglacialnych (Mamałkowa, Starkel 1974, 1977 i inni). W profilach lessowych Zwierzyńca pod Krakowem (Chmielewski i inni 1977) i Orzechowiec koło Przemyśla (por. Maruszczak 1991) odkryto kilka poziomów glebowych różnej rangi, okazało się również, że znajdowane węgle i liczne pyłki drzew z okresu maksimum zlodowacenia (23–22 tys. lat BP, por. Starkel 1988)

Ryc. 1. Zmiana poglądów na temat budowy teras młodoczwartorzędowych w strefie stożków u brzegu Karpat

A₁ — A₄ — Przed zastosowaniem metody radiowęglowej; B — Pogląd Starkla po wprowadzeniu pierwszych datowań ¹⁴C (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975); C — Włozenia aluwiów w dolinie Wisłoki (Starkel, red., 1981); D — Ostatni zweryfikowany schemat z 1992 r.; 1 — osady korytowe, 2 — osady pozakorytowe, 3 — wypełnienia paleokoryt, 4 — osady odsypów i stożków, 5 — torf, 6 — piaski eoliczne, 7 — podłoże miocenijskie, 8 — less. Skrót literowy oznaczający wiek osadów

Evolution of concept on structure of young Quaternary terrace at the outlet of the Carpathian valleys
A₁ — A₄ — Before introduction of ¹⁴C dating; B — Concept of Starkel after first ¹⁴C datings (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975); C — Alluvial fills in the Wisłoka valley (Starkel, ed., 1981); D — Last revised concept from 1992; 1 — channel facies, 2 — overbank facies, 3 — paleochannel fills, 4 — sandy bars and alluvial fans, 5 — peat, 6 — colian sands, 7 — Miocene substratum, 8 — loess

przemawiają za hipotezą przetrwania u brzegu Karpat płatów drzew. Z drugiej strony obecność teras krioplanacyjnych na grzbietach (Baumgart-Kotarba 1974), deflacyjnych obniżen i trójgraniców w Dołach Jasielsko-Sanockich (Gerlach i inni 1972), świadczyły za znaczną intensywnością procesów mrozowych i eolicznych. Skład minerałów ciężkich również w lessach Przedgórze Karpackiego wskazał na transport eoliczny z niewielkich odległości (Racinowski 1976). Liczne datowania metodą radiowęgla i odkrycie dłuższego czasu trwania gładcału (rzędu 100 tys. lat) pozwoliły na zbudowanie pełniejszej chronologii zdarzeń (Starkel 1980).

Symposium Komisji Holocenu INQUA w Polsce w 1972 r., a potem czynny udział w nowym programie IGCP-158 "Paleohydrologia strefy umiarkowanej w ostatnich 15 000 lat" (od 1977) stały się bodźcem do ożywienia badań dotyczących stratygrafii i paleogeografii schyłku plejstocenu i holocenu. Szczegółowo poznano historię roślinności Bieszczadów (Ralska-Jasiewiczowa 1980) i Beskidu Niskiego (Szczepanek — w: Gil i inni 1974), gdzie odkryto osuwisko datowane na pogranicze okresów borealnego i atlantyckiego. Kilka nowych stanowisk w dolinie Wisłoki potwierdziło hipotezę istnienia faz o dużej częstotliwości powodzi i zwilgoceń klimatu (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975), synchronicznych z nasunięciami lodowców alpejskich. W profilu w Podgrodziu zarejestrowano serię wezbrań między 8400 a 7700 lat BP (por. Starkel, red., 1981). Był to równocześnie okres opanowywania Pogórze Karpackiego i przedpola przez lasy liściaste. Rytmiczne przemiany w dolinach zostały zaburzone narastającą antropogeniczną agradacją — stwierdzoną w ostatnim tysiącleciu w Krakowie (por. Rutkowski w: Starkel 1987) i w dolinie Wisłoki (Starkel, red., 1981).

Lata 80. przyniosły rozszerzenie przestrzenne badań i wprowadzenie nowych metod chronostratygraficznych i rekonstrukcji paleoklimatu. Wzrósł zespół badaczy czwartorzędu, włączyły się obok Zakładów Paleobotaniki Instytutów Botaniki PAN i UJ i Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN oraz trwale zainteresowanych stratygrafią lessu geomorfologów lubelskich i zagadnieniami czwartorzędu Tatr i Podhala geologów warszawskich, także placówki geologiczne AGH, UJ, Oddziału Karpackiego PIG, zespoły archeologów z IHKM PAN i Instytutu Archeologii UJ, a także fizyków z AGH i Politechniki Gliwickiej. Pomnożyła się liczba stanowisk utworów stokowych datowanych metodą TL i ^{14}C , szczegółowe analizy granulometryczne i mineralogiczne pozwoliły rozpoznać przestrzenne rozmieszczenie utworów eolicznych, deluwialnych (Butrym i Zuchewicz 1990, Łanczont i Maruszczak 1991, Kryszowska-Iwaskiewicz, Wójcik 1990, Gerlach i inni 1993). Na warunki sedymentacji lessów i deluwii wskazuje fauna ślimaków, m.in. znacząc wyraźnie wzrost kontynentalizmu klimatu u schyłku pleniglacialu (Alexandrowicz 1988). Odkryto kilka stanowisk flory interpleniglacialnej (Niedziałkowska i inni 1985, por. Starkel 1988) i pierwszą florę eemską koło Jasła (Mamakowa — w druku). Badania kości i nacieków w jaskiniach Tatr wykazały, że od 23 tys. lat BP do schyłku gładcału znajdowały się one w piętrze krioniwalnym (Harcman i inni 1987). Zestawienie wyników z wielu stanowisk wskazało, że obok wahań pięter wysokościowych i zmian wilgotności w czasie, okres

młodszeo pleniglacjału (28–13 tys. lat BP) charakteryzowała kontrastowość siedlisk: obok siebie istniały obszary (stoki) suche, z intensywną deflacją lub akumulacją lessu i obszary wilgotniejsze z przewagą soliflukcji i płatami roślinności drzewnej (Starkel 1988).

Nowe fakty zmieniły elementy rekonstrukcji ewolucji dolin u brzegu Karpat. Stary pogład z 1960 r. o wycięciu głębokich rynien już w późnym vistulianie, zmieniony potem na wycięcie początkowo płytszych rynien (Starkel 1977), znalazł potwierdzenie dzięki wydatowaniu kilku głębokich koryt sprzed 13 tys. lat BP (m.in. Kalicki 1991). Zgodne z tym są fakty akumulacji lessu na równinach aluwialnych z interpleniglacjału (Gębica — w: Starkel 1987).

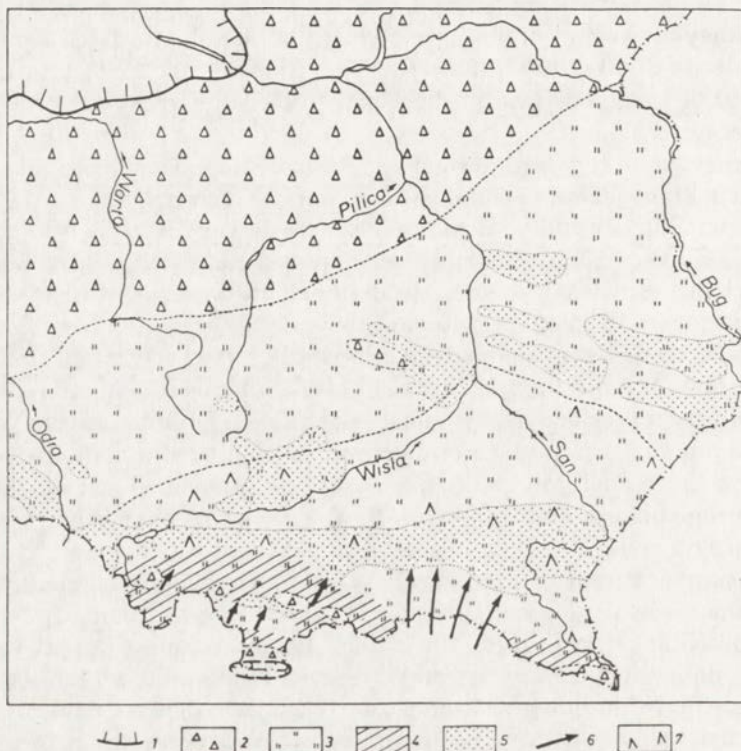
Bogata dokumentacja dotyczy zmian w holocenie. Nowe stanowiska zbadaone palynologicznie mówią o transformacji w okresie subborealnym, gdy po zwilgoceniu i epizodzie ekspansji świerka weszły grab, buk i jodła (por. Ralska-Jasiewiczowa 1987). Odlesienia w neolicie, brązie, okresie rzymskim i wczesnym średniowieczu, uzasadnione palynologicznie znalazły potwierdzenie w stanowiskach archeologicznych ze śladami erozji gleb już od 6000 lat BP (Wasylikowa i inni 1985), ściętych pniakach datowanych dendrochronologicznie na 3000, 2000–1800 i 1000 lat BP (Krapiec 1992, Starkel, red., 1987, 1991) i kurhanach na garbach pogórskich (por. artykuł J. Machnika w tym zeszye).

O intensywnym ługowaniu w późnym vistulianie i mezoholocenie świadczy akumulacja kredy jeziornej i martwic wapiennych (Gerlach i inni 1972, Pazdur i inni — w: Starkel 1990). Rosnąca liczba datowanych osuwisk (por. Gil i inni 1974, Starkel 1985, Alexandrowicz — w druku) potwierdza hipotezę o zbieżności faz osuwisk i powodzi w dolinach. Również w Tatrach badania rdzeni z jezior (m.in. metodą izotopów ołowiu) i spływów gruzowych (metodą lichenometryczną) wskazują na dużą aktywność spływów w czasie małej epoki lodowej i niektórych starszych faz holocenu (Kotarba 1989, red., 1993).

Najobfitszy materiał dotyczy paleogeografii den dolin rzecznych. W dolinie dolnego Sanu rozpoznano po raz pierwszy późnoglacialną generację dużych meandrów, które zastąpiły rzeki roztokowe (Szumański — w: Starkel, red., 1982). U progu holocenu nastąpiło gwałtowne zmniejszenie parametrów koryt, wskazujące na zmianę reżimu (letnie powodzie zamiast roztopowych) i nagły spadek dostawy rumowiska do koryt. W okresach zwilgocień rzeki wylewały na zatorfione równiny, wycinały nowe, szerokie koryta, niekiedy na drodze przerzutów (Starkel, red., 1982, 1987, 1990, 1991). Zbieżność danych z różnych odcinków dolin była zaskakująca. W rejonie Krakowa udało się wydzielić dwie dalsze fazy (łączone przedtem razem) częstych powodzi, uzyskując obraz niemal identyczny z fazami nasunięć lodowców alpejskich (Kalicki 1991). Porównanie dendrogramów pni z przedpola Alp i Karpat wykazuje również daleką zbieżność (Krapiec 1992), świadczy to o położeniu obu masywów w tej samej strefie przemieszczania wilgotnych mas powietrza. Podnoszenie równin zalewowych i den koryt rozpoczęło się u schyłku okresu rzymskiego lub w średniowieczu (X–XI w.); spotęgowane zostało w XVII–XVIII w. wraz z rozwojem koryt roztokowych. Dopiero regulacje koryt od połowy XIX wieku zmieniły tendencję na erozyjną (Klimek — w: Starkel 1981). Rozpoznanie

wieku najmłodszych aluwiów stało się możliwe dzięki badaniom zawartości metali (Klimek, Zawilińska 1985) i węgla z Górnego Śląska (Rutkowski 1986).

Niektóre ze stosowanych metod pozwalają dziś sięgać do rekonstrukcji paleoklimatu metodą ^{18}O (por. Różański — w: Ralska-Jasiewiczowa, red., 1987) i rekonstrukcji środowiska w formie map i przekrojów paleogeograficznych (ryc. 2). Podejmowane są też próby rekonstrukcji paleohydrologicznych (Starkel, red., 1981). Dzięki interdyscyplinarnym badaniom wyłania się nam coraz pełniejszy, złożony obraz zmian paleogeograficznych — zarówno w układzie przestrzennym, jak i czasowym. Jesteśmy dziś w stanie rekonstruować nawet poszczególne zdarzenia. Zbieżność faktów równoczesnych obserwowanych na dużym obszarze przekonuje nas przy tym o generalnych tendencjach zmian mających najczęściej swe źródło w zmianach klimatu. Blisko 300 datowań wieku bezwzględnego, jakimi dziś dysponujemy w Karpatach i Kotlinach Podkarpackich, pozwoliło nam wyjść z kręgu hipotez. Datowania



Ryc. 2. Paleogeografia południowej Polski w czasie ostatniego górnego pleniglacialu
 1 — lodowce, 2 — pustynia arktyczna, 3 — tundra i stepo-tundra, 4 — wilgotniejsze obszary z przewagą procesów soliflukcyjnych, 5 — akumulacja lessu, 6 — strefy silnych wiatrów, 7 — obszary refugiów drzew

Paleogeography of Southern Poland during last upper pleniglacial

1 — glaciers, 2 — arctic desert, 3 — tundra and steppe-tundra, 4 — wetter areas with the dominance of solifluctional processes, 5 — loess deposition, 6 — zones of strong winds, 7 — areas of forest refugia

te pochodzące z dziesiątek nowych stanowisk wykazały, że przeważnie hipotezy postawione w latach 50. i 60. potwierdziły się i uległy wzbogaceniu.

Dalszych studiów wymaga rysujący się bardzo złożony układ ekosystemów środowiska peryglacjalnego, wyznaczenie początku i skali erozji u schyłku pleniglacjału, uważanego dawniej powszechnie za okres agradacji i określenie skali wylesień i przekształceń środowiska przez pierwszych rolników w Karpatach.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1988, *Malacofauna of Late Quaternary loess-like deposits in the Polish Carpathians*, Acta Geol. Pol., 38, 1-4.
- Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IG PAN, 106.
- Butrym J., Zuchiewicz W., 1990, *On new sites of solifluction and deluvial (washout) deposits in the Rożnów Foothills, Outer West Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 24, 87-99.
- Cegła J., 1963, *Porównanie utworów pyłkowych kotlin karpackich z lessami Polski*, Ann. UMCS Lublin, Sec. B, 18, 4, 69-116.
- Chmielewski W., Konecka-Betley K., Madeyska T., 1977, *Paleolithic site Kraków-Zwierzyńiec I, in the light of investigations carried out in 1972-1974*, Biul. Inst. Geol., 305, Warszawa, 13-30.
- Dziewański J., Starkel L., 1967, *Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 1, 21-35.
- Friedberg W., 1903, *Objaśnienia do zeszytu 16-go Atlasu Geologicznego Galicji*, arkusze: Dębica, Rzeszów, Rudnik, zsf. PAN, Kraków.
- Gerlach T., Kozarski L., Koperowa W., Koster E. A., 1972, *Sediments lacustrine postglaciares dans la depression de Jasło — Sanok*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 37-62.
- Gerlach T., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Pazdur M., 1993, *Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humniskach koło Brzozowa*, Zeszyty IGiPZ PAN, 16, 1-43.
- Gil E., Gilot E., Kotarba A., Starkel L., Szczepanek K., 1974, *An early Holocene landslide in the Niski Beskid and its significance for paleogeographical reconstructions*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 8, 69-83.
- Hercman H., Pazdur M.F., Wysoczański-Minkowicz T., 1987, *Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts. based on datings of deposits from selected caves*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 21, 59-75.
- Jahn A., 1957, *Przyczynki do znajomości teras karpackich*, Czas. Geogr., 28, 1, 171-185.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in the Late Vistulian and Holocene times*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 6, 11-37.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., B, 7.
- 1958, *Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa Carpathian Mts.*, Bull. Acad. Pol. Sci., ser. Sci., chim. geol. geogr. 6, 5, 341-344.
- 1967, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym*, (w:) *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, 431-497.
- Klimek K., Zawilińska L., 1985, *Trace elements in alluvia of the upper Vistula as indicators of palaeohydrology*, Earth Surf. Proc. and Landforms, 10, 273-280.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, Acta Palaeobot., 2/3, 1-57.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris flows in the Tatra Mts*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 23, 139-152.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1993, *Późnoglacialne i holocenske osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dok. Geogr., 4-5, 4-30.
- Krapiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, Geologia, 18, 3, Wyd. AGH, Kraków, 37-119.
- Kryowska-Iwaszkiewicz M., Wójcik A., 1990, *Wyniki badań późnoplejstocenskich stokowych*

- pokryw gliniastych w Jedliczach (Doly Jasielsko-Sanockie)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 24, 63-85.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1971, *Stratygrafia i paleogeomorfologia czwartorzędu Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego*, *Studia Geol. Pol.*, 34, 1-109.
- Malicki A., 1967, *Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem*, (w:) *Czwartorzęd Polski*, 372-396.
- Mamakowa K., 1962, *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie*, *Acta Paleobot.*, 3, 2, 1-57.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of young Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka valley, Sandomierz Basin*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8, 47-59.
- Maruszczak H. (red.), 1991, *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Wyd. UMCS, Lublin, 1-200.
- Niedziałowska E., Gilot E., Pazdur M., K., 1985, *The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the upper Vistulian and Holocene*, *Folia Quatern.*, 56, 101-132.
- Racinowski R., 1976, *Uwagi o składzie mineralów ciężkich lessów lubelskich i przemyskich*, *Biul. Inst. Geol.*, 297, Warszawa, 227-244.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late-glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians)*, *Prace Inst. Botaniki PAN*, Kraków.
- (red.), 1987, *Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13 000 years*, *Acta Paleobot.*, 27, 1.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975, *The basic problems of paleogeography of the Holocene in the Polish Carpathians*, *Biul. Geol. UW*, 19, Warszawa, 27-44.
- Rutkowski J., 1986, *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (Southern Poland)*, *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 11, 321-326.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964, *Młodszy plejstocen w Wadowicach*, *Folia Quatern.*, 16, 1-64.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, *Prace Geogr. IG PAN*, 22.
- 1969, *L'evolution des versants des Carpates a flysch au Quaternaire*, *Biul. Perygl.*, 18, 349-379.
- 1965, *Remarques sur l'etagement of processus morphogenetiques dans les Carpates au cours de la derniere glaciation*, *Biul. Perygl.*, 17.
- 1977, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11, 33-51.
- 1980, *Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and Subcarpathian Basins*, *Quatern. Stud. in Poland*, 2.
- 1985, *The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains*, *Ecol. Mediterranea*, 11, 91-97.
- 1988, *Paleogeography of the Polish Carpathians during the Vistulian and Holocene*, (w:) *Paleogeography of Carpathian Regions*, Geogr. Res. Institute, Hungarian Acad. Sci., Budapest, 137-159.
- (red.), 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, *Folia Quatern.*, 53.
- (red.), 1982, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, IGIPIZ PAN, 1, 1-169.
- (red.), 1987, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, IGIPIZ PAN, 4, 1-252.
- (red.), 1990, *Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, part III*, *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, IGIPIZ PAN, 5, 1-220.
- (red.), 1991, *Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, part IV*, *Geogr. Stud., Spec. Iss.*, IGIPIZ PAN, 6, 1-154.
- Szafer W., 1952, *Schylek plejstocenu w Polsce*, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Środoń A., 1952, *Last glacial and postglacial in the Carpathians*, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67, Z badań czwart. III, 27-75.
- 1960, *Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski*, *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 29, 4.
- 1968, *O roślinności interstadialu Paudorf w Karpatach Zachodnich*, *Acta Paleobot.*, 9, 3-27.
- Wasylikowa K. i inni, 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów, caused by neolithic man*, *Przeegl. Archeol.*, 33, 19-55.

EOLICZNE UTWORY PYŁOWE KARPAT — WSKAŹNIKIEM KONTYNTENTALIZMU

LOESS DEPOSITS OF THE POLISH FLYSCH CARPATHIANS —
TO INDICATE CONTINENTAL CLIMATE DURING THE VISTULIAN

TADEUSZ GERLACH

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. In the central part of the Polish Flysch Carpathians was confirmed the appearance of destructive forms (ventifacts, bath, basin) and constructed forms (thick cover of silty-clay deposits) wind activity during the Upper and Lower Plenivistulian. These forms and deposits are important elements of dry continental climate domination, and cause of weak vegetation, as well as high wind frequency during the time all these forms were created.

Klimat zimny, kontynentalny, charakteryzujący się dużymi amplitudami temperatury oraz małą i nierównomiernie rozłożoną w ciągu roku ilością opadów, uniemożliwia rozwój zwartej i trwałej szaty roślinnej. W takich warunkach silne wiatry powodują: 1 — wywiewanie drobnego, mineralnego materiału i tworzenie bruków oraz mis deflacyjnych, 2 — transport mineralnego materiału, który oszlifowuje okruchy skalne i żwiry na graniaki wiatrowe, 3 — depozycję materiału mineralnego przed, a głównie za przeszkodami naturalnymi.

W Kotlinie Krośnieńskiej udokumentowano istnienie kilkunastu kopalnych zbiorników jeziornych o kształcie mis, wypełnionych osadami jeziornobagiennymi wieku późnoglacialnego i holoceniowego. Związek tych zagłębień z deflacją dokumentują żwiry przemodelowane na graniaki, występujące na ryglu pomiędzy obniżeniami i schodzące w strefie brzeżnej pod osady jeziorne (Gerlach i inni 1983, Gerlach 1990). Obniżenia oraz graniaki dowodzą, że przed późnym vistulianem na omawianym obszarze występowała bardzo silna działalność wiatru, co wskazuje na suchość klimatu i brak roślinności w czasie powstawania tych form.

Osadami korelatnymi z obniżeniami deflacyjnymi, wymodelowanymi w terasie z wczesnego vistulianu, z małych dolinek o przebiegu zbliżonym do południkowego, wyciętych w mało odpornych na wietrzenie oligoceniowych warstwach krosnieńskich, a także z innych powierzchni nie pokrytych roślinnością są miększe pokrywy utworów pyłowych występujące na stokach północnych i u ich podnóży oraz na terasach powyżej równiny zalewowej. Miększość utworów pyłowych jest zróżnicowana od kilku do ponad 20 m.

Takie utwory zostały udokumentowane w Humniskach koło Brzozowa. W tej części Pogórza Dynowskiego utwory pyłowo-ilaste kilkunastometrową warstwą okrywają lewe zbocze doliny Stobnicy o ekspozycji północnej. Przy cegielni w Humniskach Mała Strona z utworów tych zbudowane jest kopulaste wzniesienie o wysokości 313 m n.p.m. Jego kulminacja znajduje się 38 m nad dnem doliny Stobnicy. Na podstawie obserwacji 15-metrowej ściany wyrobiska oraz wierceń określono miąższość i sytuację morfologiczną utworów pyłowo-ilastych. Analizy granulometryczne, mineralogiczne, paleobotaniczne, malakologiczne oraz datowania metodą ^{14}C i TL wykazały, że są to utwory eoliczne z bliskiego transportu wieku vistuliańskiego, około 70–14 tys. lat BP (Gerlach i inni 1991, 1993). W okresie narastania tej pokrywy zaznaczyły się 3 fazy odmiennych warunków depozycyjnych. Fazy te można korelować ze schematem stratygraficznym lessów polskich H. Maruszczaka (1991): warstwę stropową o miąższości około 7 m — z lessem młodszym górnym (LMg), warstwę środkową o miąższości około 4 m — z lessem młodszym środkowym (LMś), a warstwę najniższą, o miąższości około 15 m — z lessem młodszym dolnym (LMd).

Podczas akumulacji lessu młodszego dolnego i lessu młodszego górnego klimat był zimny i wybitnie suchy. Natomiast depozycja lessu młodszego środkowego ze szczątkami skąpej roślinności oraz fauną mięczaków wskazują na wzrost wilgotności siedlisk w warunkach zimnego klimatu, tj. na środowisko tundry lub zimnego stepu (Szczepanek, Alexandrowicz, (w:) Gerlach i inni 1991).

Przedstawione dane z centralnej części polskich Karpat fliszowych dowodzą, że w okresie dolnego i górnego plenivistulianu wyraźnie zaznaczyła się niszcząca (misy, wanny, graniaki wiatrowe w Dołach Jasielsko-Sanockich) i budująca (miąsże pokrywy utworów pyłowo-ilastych w południowej części Pogórza Dynowskiego) działalność wiatru.

Wymienione formy i utwory są zatem ważnymi wskaźnikami panowania kontynentalnego, suchego klimatu o ubogiej roślinności i znacznej częstotliwości silnych wiatrów w okresie ich powstawania.

LITERATURA

- Gerlach T., 1990, *Ewolucja młodoczwartorzędowych zbiorników jeziornych centralnej części Dolów Jasielsko-Sanockich*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 24, 119-160.
- Gerlach T., Koszarski L., Koszarski A., 1983, *Graniaki wiatrowe z Łęzan na SE od Krosna w Dołach Jasielsko-Sanockich*, *Sprawozd. z pos. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, lipiec-grudzień 1981, 324-326.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S. W., 1991, *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych*, *Kwart. AGH, Geologia*, 17, 1-2, 193-219.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Pazdur M. F., 1993, *Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humniskach koło Brzozowa*, *Zeszyty IGiPZ PAN*, 16, 1-3.
- Maruszczak H., 1991, *Zróżnicowanie stratygraficzne lessów Polski*, (w:) *Podstawowe profile lessów w Polsce*, *Ann. UMCS, Lublin*, 13-36.

HISTORIA ROŚLINNOŚCI W DOLINIE WISŁY OD KRAKOWA PO UJŚCIE RABY W PÓŻNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

HISTORY OF VEGETATION IN THE VISTULA VALLEY FROM CRACOW
TO THE MOUTH OF THE RABA RIVER IN THE LATE VISTULIAN
AND HOLOCENE

DOROTA NALEPKA

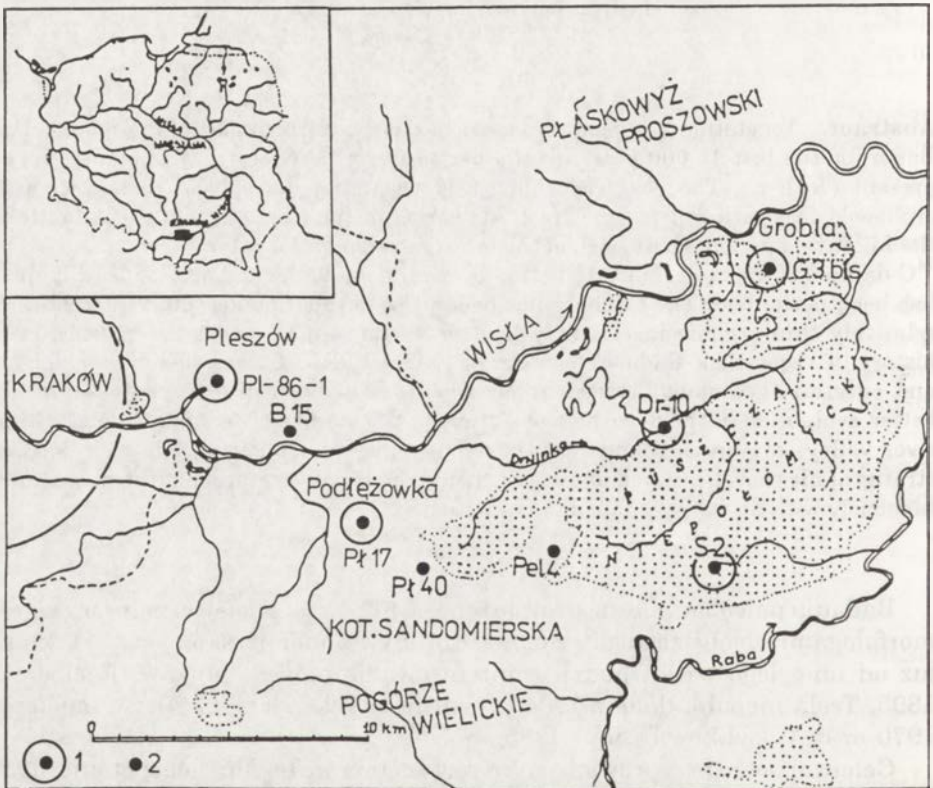
Instytut Botaniki im. W. Szafera, PAN
31-512 Kraków, Lubicz 46

Abstract. Vegetation has been reconstructed in the western part of the Sandomierz Basin for the last 15 000 years, in the period from the Oldest Dryas almost to the present (18th c.). The observed changes of vegetation have been correlated with archaeological periods from the Neolithic period in the final stage of the Atlantic to the Migration period. Discussion of the interpretation of the palynological results and ^{14}C -datings of the materials originating from alluvial plains and abandoned channels has been performed. The evidence has been provided that palaeobotanical studies of relatively thin organic inserts may lead to insufficient or wrong reconstruction of history of vegetation. Radio-carbon datings of such deposits can also be ambiguous and only an agreement between radiocarbon and palynological datings allows for better evaluation of the deposits age. Although the studies of sediments deposited in river valleys are difficult and very time consuming they allow one to work out biostratigraphic classification and to reconstruct history of vegetation of the past simultaneously with an approximate age evaluation.

Badania paleobotaniczne prowadzone od 1984 r. w ścisłej współpracy z geomorfologami objęły zachodni obszar Kotliny Sandomierskiej (ryc. 1), który już od ubiegłego wieku budził zainteresowanie paleobotaników (Raciborski 1895, Treła niepubl. dane z 1934 r., Szponder rękopis z 1955 r., Mamakowa 1970 oraz Wasylikowa i inni 1985).

Celem obecnie przeprowadzonych na tym terenie badań paleobotanicznych było uzyskanie możliwie pełnego obrazu historii roślinności i jej przekształceń w późnym glacie i holocenie, a oprócz odtworzenia lokalnych i regionalnych przemian szaty roślinnej — ukazanie wpływu człowieka na jej rozwój. Służyć temu miały analizy dłuższych sekwencji organicznych pobranych z licznych w dolinie Wisły starorzeczy oraz uzupełniające profile z torfowisk. Niestety z wielu pobranych profili tylko w czterech (Pleszów, Branice, Grobla i Drwinka) dłuższe odcinki osadu zawierały sporomorfy. Profilem wzorcowym, który umo-

zliwiłby korelację wyników analizy pyłkowej z równiny zalewowej miał być materiał z torfowiska w Podłężu. Prowadzone badania nie przyniosły jednak oczekiwanych rezultatów, gdyż do analizy nadawały się tylko jego spagowe odcinki. Kolejne poszukiwania materiałów na torfowisku Błoto w południowej części Puszczy Niepołomickiej potwierdziły, że pozostały na tym terenie po eksploatacji i odwodnieniach torf nie nadaje się do analizy z powodu przemieszania warstw. Zbadano jedynie osad węglanowy, pochodzący ze spagu torfowiska (Alexandrowicz 1989, 1991, Nalepka 1989, 1991). Omawiane w literaturze małe torfowiska na terenie wschodniej części Puszczy Niepołomickiej (Lipka 1973), nie nadawały się do badań z powodu przesuszenia torfu w wyniku przekopania na nich rowów odwadniających. Do badań włączono również profil glebowy z wydmy w lesie w południowej części Puszczy Niepołomickiej koło Stanisławic (Nalepka 1992).



Ryc. 1. Lokalizacja zbadanych stanowisk

1 — stanowiska zbadane, omawiane w tekście: Pleszów PI 86-1, Podleżówka PI 17, Grobla G 3 bis, Drwinka Dr 10, Stanisławice S-2; 2 — stanowiska zbadane, nie omawiane w tekście: B 15 — Branice, PI 40 — Podleżówka 40, Pel 4 — Błoto

Location of the studied sites

1 — studied sites discussed in the text: Pleszów PI 86-1, Podleżówka PI 17, Grobla G 3 bis, Drwinka Dr 10, Stanisławice S-2; 2 — studied sites not discussed in the text: B 15 — Branice, PI 40 — Podleżówka 40, Pel 4 — Błoto

Diagramy pyłkowe z Podłęża i Pleszowa umożliwiły korelacje zanalizowanych profili w okresie późnoglacialnym i wraz z diagramem ze Stanisławic dały podstawę do odtworzenia historii roślinności badanego obszaru po późny holocen. Korelację chronostratygraficzną oparto na wynikach badań paleobotanicznych torfowiska w Wolbramiu (Latałowa, Nalepka 1987) na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Stanowisko to, leżące najbliżej zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, zawiera pełną sekwencję osadów późnoglacialnych, a holocenów po okres atlantycki.

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

W zalewowej dolinie Wisły, z najbardziej na zachód wysuniętego krańca Kotliny Sandomierskiej, w Pleszowie pobrano profil Pl 86-1 o miąższości 4,30 m, który obejmował torfy, gytie i piaski. W uroczysku Grobla (Gębica, Starkel 1987, Starkel i inni 1988, 1991) pobrano profil G3 bis. Materiał zawarty był w mułkach torfiastych i torfach, przewarstwionych pozbawionymi pyłku osadami ilów, piasków i mułków zapiaszczonych.

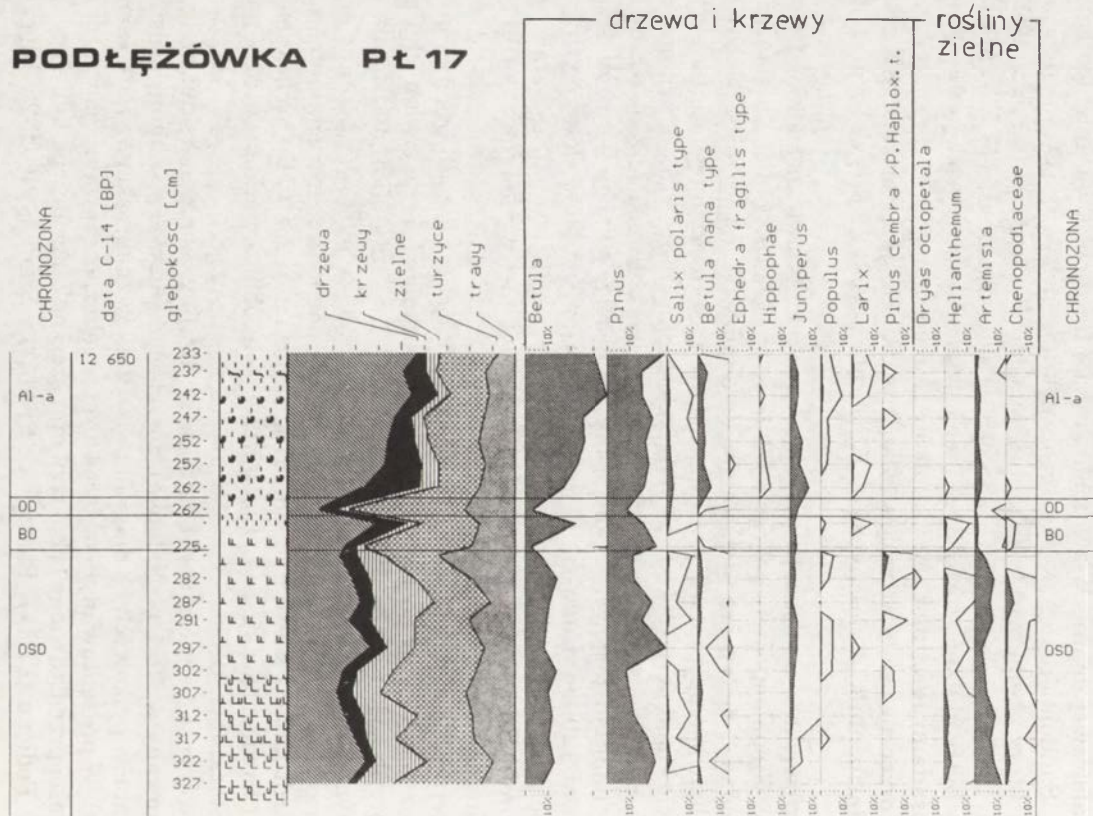
Starorzeczne osady w brzegu rzeki Drwinki (Gębica, Starkel 1987) zbudowane z torfu, mułków zailonych i gytii, pobrane zostały z odkrywki o miąższości 117 cm.

Z torfowiska w Podłężu, przylegającego do południowo-zachodniego krańca Puszczy Niepołomickiej, pobrano kilka profili. Jeden z nich, o miąższości torfu ponad 2 metry, nie nadawał się do analizy. Warstwy torfu pozbawione były całkowicie sporomorf, prawdopodobnie na skutek przesuszenia złoża w rezultacie kopania rowów odwadniających (Lipka i inni 1975). Z tych przyczyn analizie pyłkowej poddano tylko spągowe odcinki dwóch innych rdzeni, pomijając nadkład torfowy. Analizowany tutaj spąg jednego z rdzeni (Pł 17) obejmował 120 cm osadu zbudowanego z torfów, mułków, ilów i gytii.

W południowej części uroczyska głównego, na północ od Stanisławic, pobrano profil S-2 z odkrywki na zalesionej wydmie, w jednym z bardzo niewielkich zagłębień terenu.

Materiały do badań pobierano sondą typu Więckowskiego o średnicy puszczy 8 cm, a z odkrywki w postaci monolitu lub bezpośrednio do szklanych fiolek. Opisy profili wykonano według systemu Troels-Smitha (1955), stosując uproszczone sygnatury w diagramach. Próbkę do analizy pyłkowej pobrano w odstępach co 1–5 cm. Wszystkie próbki zostały poddane maceracji metodą acetylizacji Erdtmanna (Faegri, Iversen 1978, Faegri i inni 1989). Do próbek dodano tabletki zawierające spory *Lycopodium* w celu obliczenia koncentracji sporomorf (Stockmarr 1971).

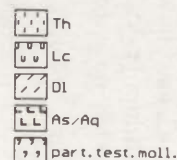
Rozwój roślinności w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, wstępnie opublikowany w 1991 r. (Nalepka), został szczegółowo opisany na podstawie 8 diagramów pyłkowych i 3 diagramów szczątków makroskopowych (Nalepka, rękopis). W prezentowanym opracowaniu w celu zobrazowania głównych cech roślinności przedstawiono tylko trzy uproszczone diagramy pyłkowe ze stanowisk w Podłężu (Pł 17), Pleszowie (Pl 86-1) i Stanisławic (S-2). Diagramy



Ryc. 2. Uproszczony diagram pyłkowy spągowej części torfowiska w Podlężu (PŁ 17)

Simplified pollen diagram of the lower face of peat-bog in Podlęż (PŁ 17)

Th — *Turfa herbacea*,
 Lc — *Limus calcareus*,
 Dl — *Detritus lignosus*,
 As/Ag — *Argilla steatodes* lub (or) *A. granosa*,
 part. test. moll. — *particulae testarum molluscorum*



te zawierają więcej niż trzy następujące po sobie okresy, dają się korelować wzajemnie i obejmują łącznie ciąg okresów od najstarszego dryasu po czasy niemal współczesne.

Nazwy okresów zostały użyte w sensie chronostratygraficznym (Mangerud i inni 1974).

ROZWÓJ ROŚLINNOŚCI W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

W okresie najstarszego dryasu (OSD) rozwijała się na badanym terenie (ryc. 2) tundra ze światłożądnymi zbiorowiskami z posłonkami (*Helianthemum*), bylicami (*Artemisia*) i komosami (*Chenopodiaceae*) oraz kępami jałowca (*Juniperus*). Na podmokłych miejscach rosły brzoza karłowata (*Betula nana*) i niskie arktyczne wierzby (z grupy *Salix t. polaris*). Obecne były pojedyncze drzewa: limba (*Pinus cembra*), modrzew (*Larix*) i osika (*Populus*), a być może i pierwsze brzozy drzewiaste (szczątki makroskopowe *Betula s. albae*). Stanowiska w Podłężu, Pleszowie i Grobli są nowymi stanowiskami zawierającymi osady najstarszego dryasu. Dotychczas tylko nieliczne stanowiska, m.in. w Witowie (Wasylikowa 1964), Wolbromiu (Latałowa, Nalepka 1987), Roślu Nowym (Krajewski, Balwierzowa 1984), a na południu Polski być może na Grelu (Koperowa 1962) zawierały osady datowane na najstarszy dryas.

W okresie böllingu (BÖ) rozprzestrzeniły się na badanym terenie brzozy drzewiaste i sosna. Dominującą formacją roślinną była wtedy tundra parkowa.

Krótkotrwałe pogorszenie klimatu w okresie starszego dryasu (OD) zostało zarejestrowane tylko w pojedynczych spektrach, ale za to wyraźnie w trzech diagramach z Pleszowa i Podłęża, co dowodzi, że taka oscylacja klimatu miała miejsce na badanym terenie. Roślinność w tym okresie uległa ponownemu rozluźnieniu z tundry parkowej do tundry z pojedynczymi drzewami.

Od początku allerödu (Al-a) coraz większą rolę odgrywały brzozy drzewiaste, formując lasy brzozowe z domieszką sosny, potem (Al-b) dominację przejęła sosna i nastąpiło rozprzestrzenienie się lasów sosnowo-brzozowych (ryc. 3). Mniejsze powierzchnie zajmowały różne zbiorowiska roślin światłożądných, wśród których nadal rosły m.in. jałowiec, rokitnik, posłonki, bylice i komosy. W tym okresie w starorzeczach i odciętych zastoiskach występowały już dobre warunki do rozwoju roślinności wodnej, w typie dzisiejszych zbiorowisk lilii wodnych (m.in. obecność pyłku *Nymphaea*), a także zbiorowisk szuwarowych (m.in. pyłek *Phragmites*, *Typha*) i wielkoturzycowych (pyłek *Carex*) rozwijających się w płytkich wodach, na zalewanych i podmokłych brzegach. Wskazuje to na podobny do dzisiejszego przebieg sukcesji roślinności związanej z lądowaniem zbiorników wodnych (Dubiel 1973).

W młodszym dryasie (YD) panowały nieco luźniejsze niż w allerödzie lasy sosnowe z brzozą, niewielką ilością modrzewia i osiką. Jałowiec, rokitnik i heliofilne rośliny zielne rosły na otwartych obszarach. Brzoza karłowata i arktyczne wierzby krzewinkowe były jeszcze obecne na torfowiskach. Wydaje się, że badany teren różnił się warunkami klimatycznymi w młodszym dryasie od warunków panujących na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, gdzie młodszy

dryas był najzimniejszym okresem późnego glacjału (Latałowa, Nalepka 1987). W Kotlinie ochłodzenie nie zaznaczyło się tak intensywnie i, jak wynika z diagramów pyłkowych, roślinność prawie nie zareagowała na tę zmianę klimatu. Można to tłumaczyć lepszymi w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej lokalnymi warunkami klimatycznymi. Nie można jednak wykluczyć braku pełnej sekwencji osadów z młodszego dryasu na zbadanych stanowiskach.

W okresie preborealnym (PB), na badanym obszarze lasy budowała nadal sosna z brzozą, prawdopodobnie ze świerkiem (*Picea*), zaczął rozprzestrzeniać się wiąz (*Ulmus*), pojawiły się leszczyna (*Corylus*) i dąb (*Quercus*).

Wyraźna zmiana w składzie lasu wyraziła się w okresie borealnym (BO) wzrostem udziału drzew liściastych o większych wymaganiach termicznych: wiązu, dębu, leszczyny, lipy (*Tilia*), jesionu (*Fraxinus*) i osły (*Alnus*) (ryc. 4).

Szersze rozprzestrzenienie się dębu i leszczyny, za którymi postępowała ekspansja lipy, wystąpiło w okresie atlantyckim (AT), aż do osiągnięcia dużego zwarcia lasów liściastych. W stropie młodszej części okresu atlantyckiego pojawiły się pierwsze ślady działalności człowieka związane z neolitem.

Okres subborealny (SB) charakteryzował się przekształceniem lasów w związku z pojawieniem się nowych gatunków drzew: grabu (*Carpinus*), buka (*Fagus*) i jodły (*Abies*), a ustępowaniem dotychczas panujących lasów liściastych optimum klimatycznego. Wskaźniki rolniczej działalności człowieka: pszenica (*Triticum*), żyto (*Secale cereale*), jęczmień (*Hordeum*) oraz babka lancetowata (*Plantago lanceolata*) i szczaw (*Rumex acetosella*) świadczą o zwiększającym się wpływie człowieka na kształtowanie środowiska przyrodniczego.

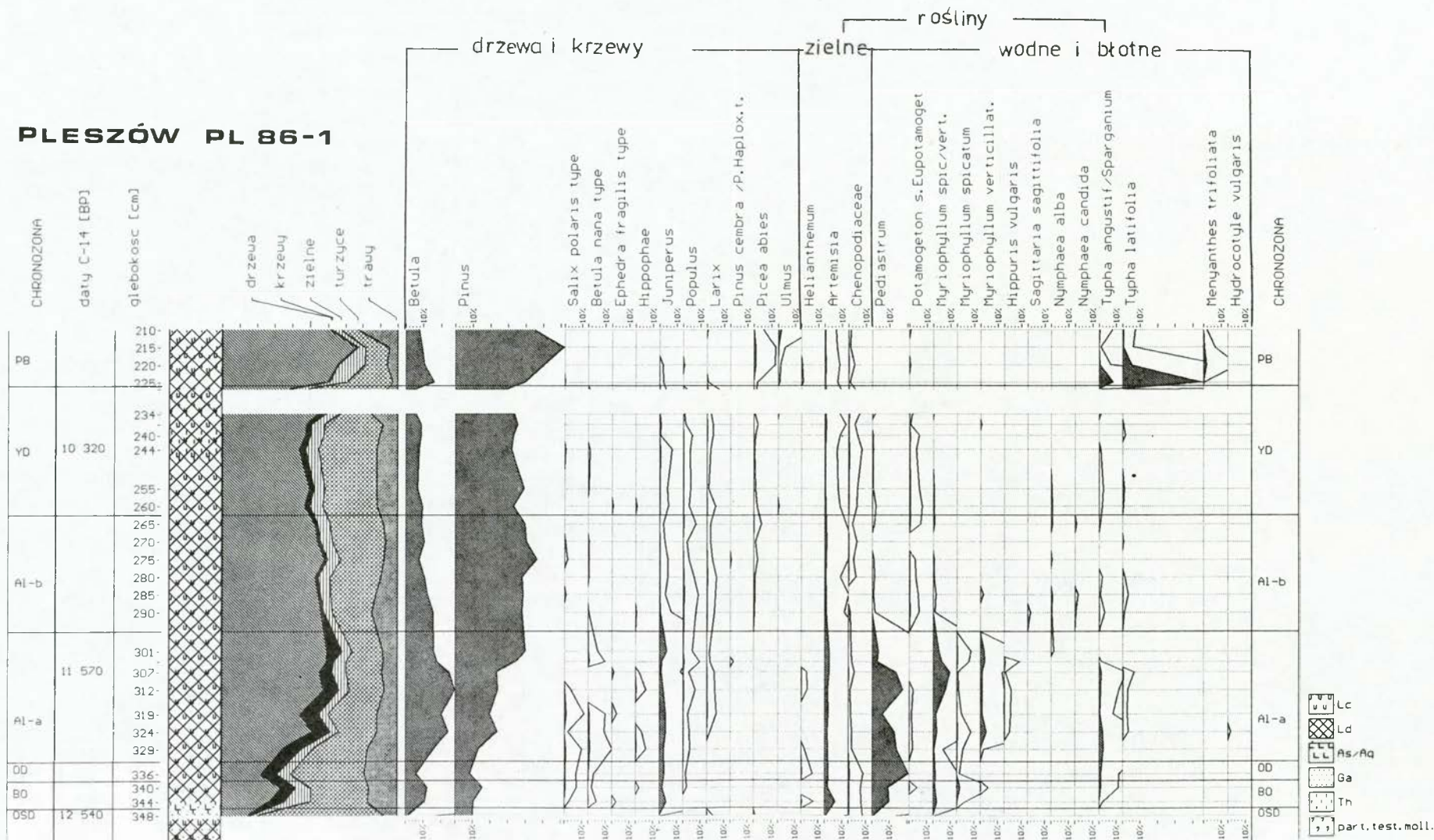
Przemiany szaty roślinnej w okresie subatlantyckim (SA) polegały na głębszej rolniczej ingerencji człowieka w środowisko przyrodnicze, co wyraziło się wzrostem udziału wskaźników antropogenicznych i zmniejszeniem obszarów leśnych, których głównym składnikiem stała się ponownie sosna, z niezmiennym od optimum klimatycznego udziałem dębu.

Wpływ człowieka na roślinność południowej części Puszczy Niepołomickiej odzwierciedlił się w diagramie już od poziomów datowanych na schyłek okresu atlantyckiego. Szczególnie wyraźnie zaobserwowane zmiany w szacie roślinnej można korelować z okresem rzymskim i okresem wędrówek ludów. Interesujące jest to, że wpływ ten zaznaczył się w stosunkowo dużej odległości od znanych archeologicznych stanowisk w dolinie Raby (Köhler 1989). Szczegółowa interpretacja tego zagadnienia jest przedmiotem osobnej publikacji (Nalepka 1993).

PROBLEMY ZWIĄZANE Z BADANIAMI OSADÓW ORGANICZNYCH W DOLINIE WISŁY OD KRAKOWA PO UJŚCIE RABY

Po maksimum ostatniego zlodowacenia Wisła pod Krakowem miała rozwinięcie roztokowe. Na jej równinie zalewowej obecne były obniżenia różnej genezy, w których tworzyły się osady organiczne. Na początku allerödu rzeka przeszła z rozwinięcia roztokowego na meandrowe. Układ ten był jednak

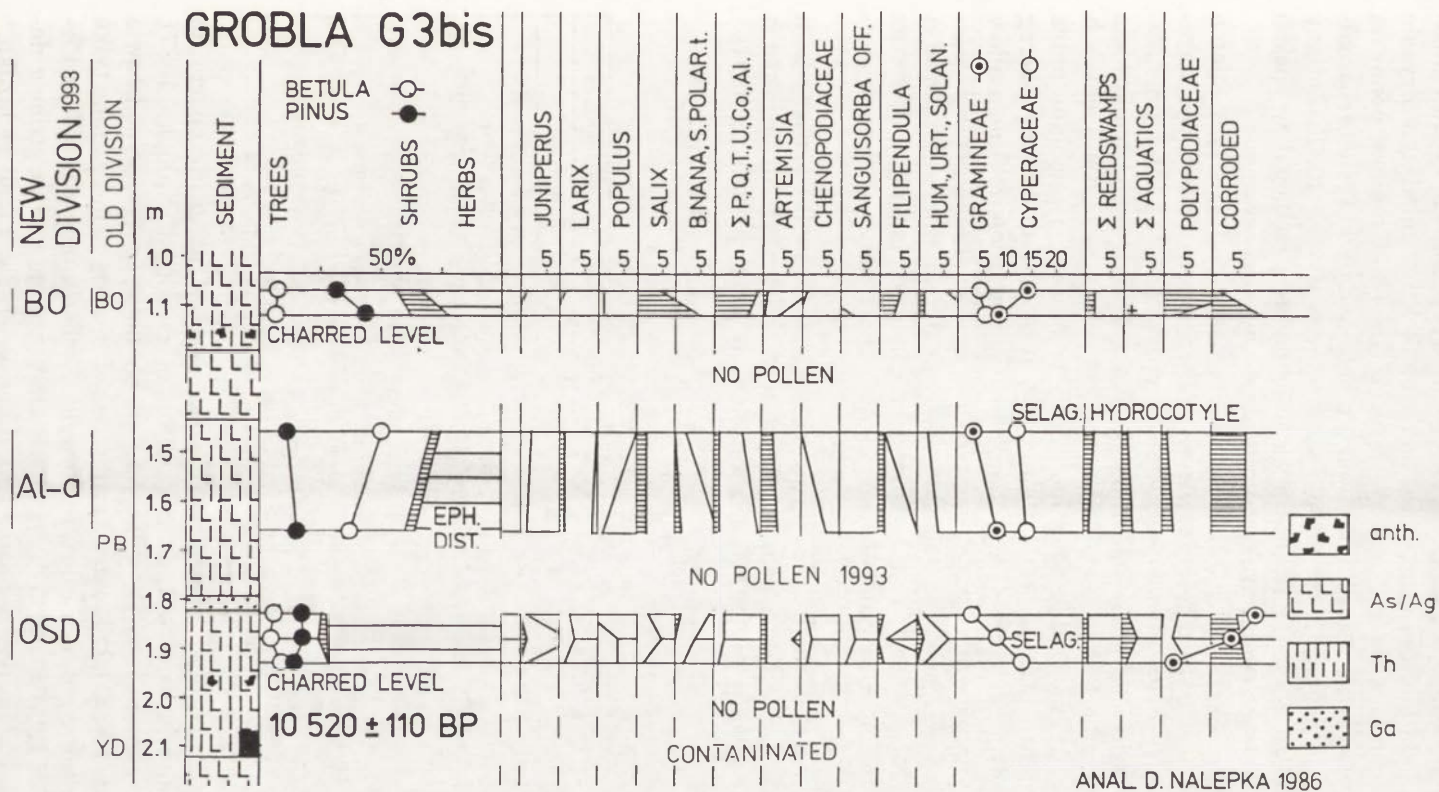
PLESZÓW PL 86-1



Ryc. 3. Uproszczony diagram pyłkowy spągowej części profilu w Pleszowie (PL 86-1) anal. D. Nałepka 1988

Simplified pollen diagram of the lower face of the profile in Pleszów (PL 86-1)

Lc — *Limus calcareus*, Ld — *Limus detrituosus*, As/Ag — *Argilla steatodes* lub (or) *A. granosa*, Ga — *Grana arenosa*, Th — *Turfa herbacea*, part. test. (moll.) — *particulae testarum (molluscorum)*



Ryc. 5. Uproszczone diagram pyłkowy ze stanowiska w Grobli (za: Nalepka 1991, zmieniony)

Simplified pollen diagram of the site in Grobla (after Nalepka 1991, modified)

P, Q, T, U, Co, Al. — *Picea* + *Quercus* + *Tilia* + *Ulmus* + *Corylus* + *Alnus*, anth. — anthrax, As/Ag — *Argilla steatodes* lub (or) *A. granosa*,
 Th — *Turfa herbacea*, Ga — *Grana arenosa*

jeszcze mało stabilny, gdyż ochłodzenie klimatu na przełomie allerödu i młodszego dryasu spowodowało porzucenie dużych zakoli i w młodszym dryasie Wisła stała się ponownie rzeką roztokową. W rejonie Krakowa ponowna koncentracja jej koryta nastąpiła na początku holocenu i w okresie preborealnym Wisła miała już charakter rzeki meandrującej (Kalicki 1991). Zmiany te powodowały, że rozwój roślinności na dnie doliny przebiegał w sposób niestabilny i w poszczególnych odcinkach często był przerywany.

Po wykonaniu ekspertyz palinologicznych z wielu profili w tym rejonie okazało się, że w warstwach organicznych pochodzących z aluwii i starorzeczy sporomorfy były w większości bardzo zniszczone (udział form nieznaczalnych przekraczał w spektrach 60%), albo materiały te były całkowicie pozbawione sporomorf. Zagłębienia terenu i starorzecza w czasie większych wezbrań i powodzi mogły być niejednokrotnie zalewane i pogłębiane przez wody rzeki, która w wielu miejscach zmieniała swoje koryto, tworząc szereg nowych rozlewisk lub starorzeczy. Skutkiem tego było niszczenie osadów odkładanych przez pewien czas w jednych miejscach, przenoszenie i redeponowanie w innych. Świadczy o tym wielokrotnie przerywana sedimentacja organiczna, co uwidoczniło się wkładkami naniesionego piasku czy ilów oraz obecnością zniszczonych i redeponowanych sporomorf odnotowanych w analizie pyłkowej.

Na wstępnym etapie badań palinologicznych otrzymane z analizowanych rdzeni daty ^{14}C (tab. 1) były główną podstawą wyróżnienia chronozon w diagramach pyłkowych (Mangerud i inni 1974) i ich wzajemnych korelacji (Nalepka 1991).

Tabela 1. Daty ^{14}C z omawianych profili w dolinie Wisły
 ^{14}C datings of the discussed profiles in the Vistula valley

Stanowisko	Symbol	Głębokość (m)		Wiek BP	Nr próbki	Komentarz
Grobla	G 3 bis	2.07-2.12	*	10 520 ± 110	Gd-1787	odmłodzona
Pleszów	Pl 86-1	0.48-0.51	*	3 260 ± 80	Gd-2692	bez możliwości interpretacji paleoekologicznej
		1.23-1.28	*	4 310 ± 70	Gd-5143	
		1.66-1.69	*	6 750 ± 130	Gd-2851	
		2.47-2.50		10 320 ± 190	Gd-4426	
		3.06-3.11		11 570 ± 130	Gd-4157	
		3.45-3.55	*	12 540 ± 150	Gd-2693	odmłodzona
Drwinka	Dr 10	0.47-0.54	*	7 980 ± 70	Gd-3135	zaburzona sekwencja dat
		0.71-0.75	*	9 520 ± 110	Gd-5055	
		0.75-0.79	*	8 760 ± 90	Gd-1849	

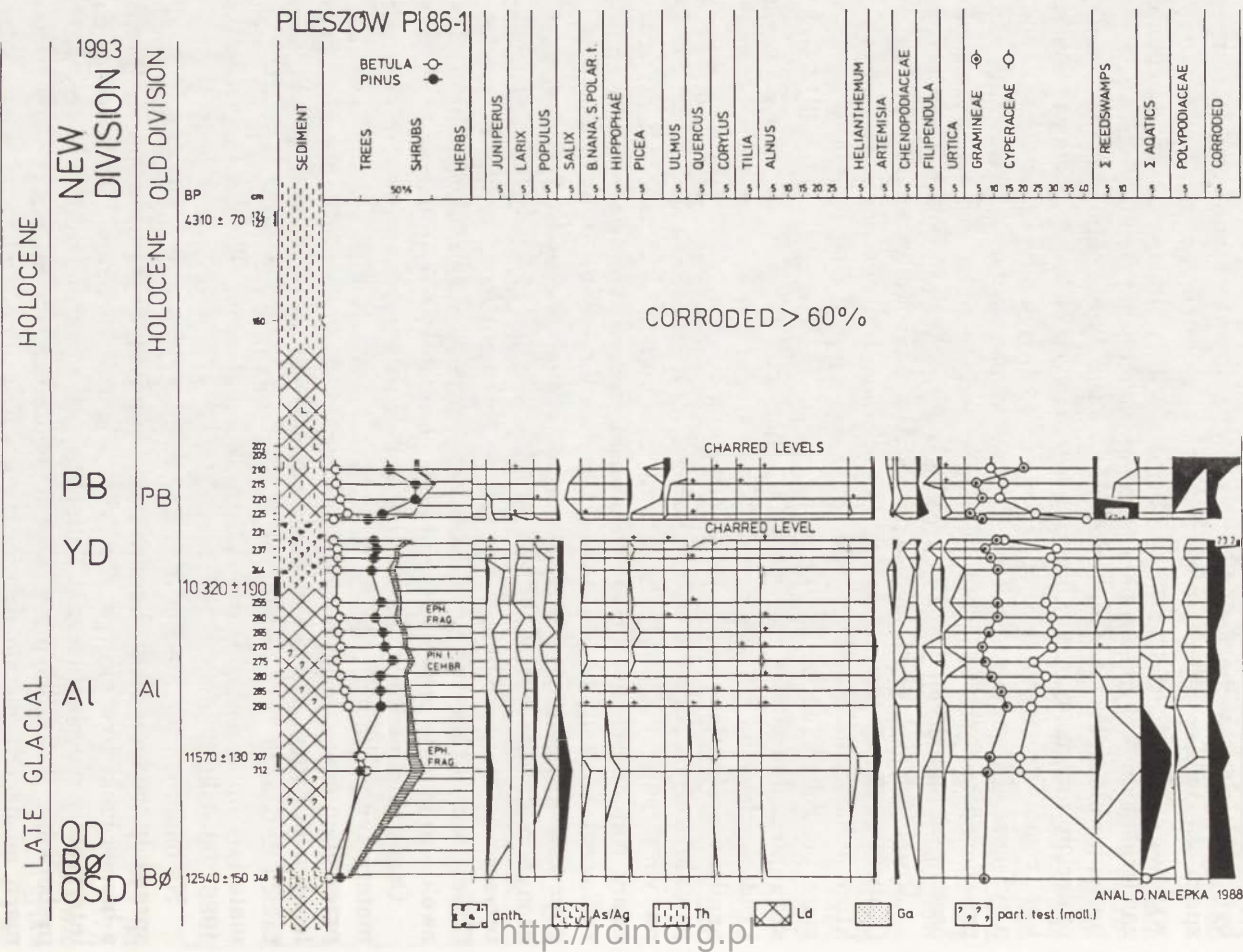
Po zakończeniu badań (Nalepka, rękopis) chronostratygrafię oparto na korelacji z datowanymi profilami z Wolbromia (Latałowa, Nalepka 1987). Porównując otrzymane daty ^{14}C z datowaniem palinologicznym, na podstawie którego dokonano podziału biostratygraficznego, za wiarygodne uznano tylko dwie z nich, zgodne z datowaniem pyłkowym. Pochodzą one z profilu z Pleszowa: 10 320 ± 190 BP i 11 570 ± 130 BP. Daty uznane za niezgodne z datowaniem palinologicznym oznaczono na diagramach i w tabeli gwiazdką.

Profil ze stanowiska w Grobli (ryc. 5) pochodził z równiny zalewowej, utworzonej przez roztokową Wisłę (Starkel i inni 1991). Pod osadem pływającym pyłkowo o miąższości około 1 m zachowały się poziomy datowane palinologicznie na najstarszy dryas, wczesny allerröd i okres borealny. Poziomy te były rozdzielone pozbawionymi sporomorf osadami mineralnymi. W samym spągu osadów jeszcze jeden poziom zawierał sporomorfy i ten właśnie poziom wydatowano radiowęglowo na młodszy dryas (tab. 1). Jego spektrum pyłkowe zawierało jednak wymieszane sporomorfy chłodnych i ciepłych okresów, więc nie nadawało się do interpretacji. Wynika z tego, że odkładane na tym terenie materiały niszczone były kilkakrotnie w różnych okresach późnego glacjału i holocenu. Częściowemu niszczeniu uległy wtedy osady wcześniej odłożone, a być może redeponowane były osady młodsze pod osadami starszymi. Bardzo prawdopodobne jest tu jednak odmłodzenie spągowego odcinka tego profilu osadami ściągniętymi przez końcówkę sondy w trakcie pobierania rdzenia.

Drugi tego typu profil (ryc. 6) pochodził z równiny aluwialnej w Pleszowie (Kalicki 1992). Obniżenie to, wypełnione wodą, funkcjonowało jako jeziorko, które w holocenie uległo zatorfieniu. Osad spągowy, odpowiadający fazie jeziora, pozwolił na odtworzenie przemian roślinności w późnym glacjału. Pierwsze zauważalne zaburzenie wystąpiło w poziomie datowanym palinologicznie i radiowęglowo na młodszy dryas (tab. 1). Był to wyraźny poziom przepalony i zailony, pozbawiony sporomorf, co wskazuje na wystąpienie jakiegoś epizodu powodującego zaburzenie osadu (powódź? zmiany poziomu wód gruntowych?) na tym terenie i niestety, nie wiadomo, jak miąższy osad został wtedy zniszczony. Natomiast cały odcinek holoceni, torfowy, pomimo że wydatowany radiowęglowo (tab. 1), nie nadawał się do interpretacji paleoekologicznej, gdyż zawierał co najmniej 60% sporomorf skorodowanych. Przy tak zniszczonym materiale można było zidentyfikować tylko niektóre, bardzo charakterystyczne ziarna pyłku, o wyraźnych cechach diagnostycznych, np. lipe (*Tilia*), olszę (*Alnus*), trawy (*Gramineae*) czy paprocie (*Polypodiaceae*). Pozwoliło to jedynie potwierdzić, że osad powstał w okresie holocenu.

Osady organiczne ze starorzeczy w dolinach rzek dostarczają świetnych materiałów do badań paleoekologicznych tylko w takich przypadkach, gdy przez długi okres funkcjonowały jako zamknięte zbiorniki wodne i nie podlegały powtórny rozcięciom przez zmieniający się reżim wód. Przykładem takich dłuższych serii organicznych, nieprzerywanych i niezaburzonych, są materiały np. z doliny Warty (Czerniak i inni 1986, Okuniewska, Tobolski 1986, Tobolski 1986).

Na badanym terenie Kotliny Sandomierskiej również osady starorzeczne sprawiały trudności w badaniach paleobotanicznych. Przykładem jest profil z brzegu rzeki Drwinki (ryc. 7). Tylko spągowy osad z gytii nadawał się do interpretacji paleobotanicznej. Palinologicznie został on wydatowany na okres preborealny. Wskazane przez spektra pyłkowe zaburzenia materiału w poziomach młodszych zostało potwierdzone datowaniem radiowęglowym (patrz tab. 1). Już sama litologia złoza nasuwała podejrzenie zaburzeń w poziomach nad gytia, w którym pojawiły się zailenia w torfach, a także warstwy mułków torfiastych. Strop osadu, zbudowany z torfu zailonego i mułków torfiastych,



nie nadawał się do interpretacji paleoekologicznej ze względu na bardzo wysoki stopień korozji sporomorf. Można jedynie sugerować, że osady stropowe pochodzą prawdopodobnie sprzed optimum klimatycznego. Wskazuje na to obecność pyłku drzew liściastych, charakterystycznych już dla optimum klimatycznego, jednak o niewysokich wartościach procentowych. Dlatego poziomy te można datować najwyżej na okres borealny.

Z przeprowadzonych badań wynika, że przydatność materiałów z równin aluwialnych oraz starorzeczy w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej do badań nad historią roślinności była niewysoka. Spektra pyłkowe i każda data radiowęglowa budziły wątpliwości. Ponieważ jednak nie znaleziono osadów pewniejszych stratygraficznie, takich jak osady jeziorne czy złoża torfu, nie można było pominąć ich analizy. Należy jednak wciąż pamiętać o ograniczeniach, jakie te materiały ze sobą niosą, a więc o możliwości wystąpienia zaburzeń sekwencji osadów, podobnie, jak opisywane w dolinach rzek Holandii (np. Janssen, Törnquist 1991).

PODSUMOWANIE

1. Odtworzono szatę roślinną w czasie ostatnich 15 tys. lat w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w okresie od najstarszego dryasu po czasy prawie współczesne (XVIII wiek) i skorelowano zaobserwowane zmiany szaty roślinnej z okresami archeologicznymi od neolitu w schyłkowej części okresu atlantyckiego do okresu wędrówek ludów.

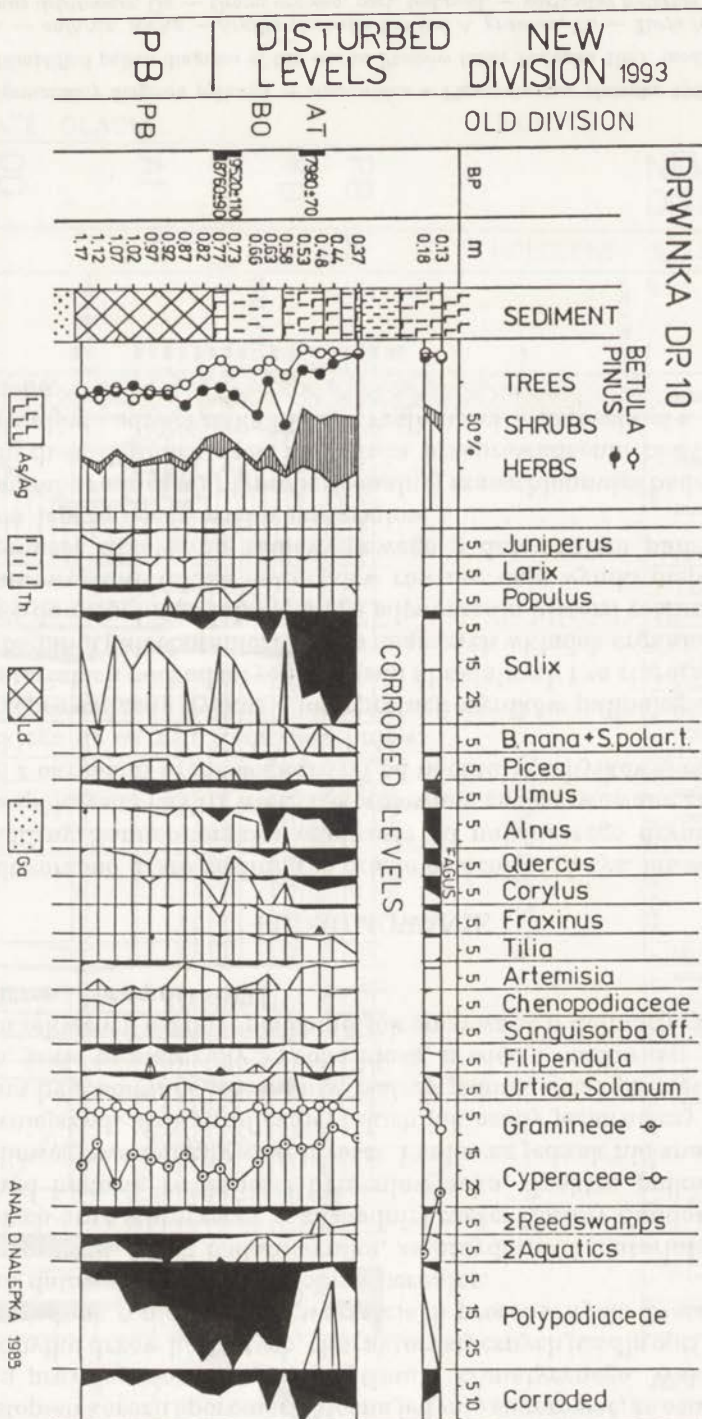
2. Przeprowadzono dyskusję interpretacji wyników palinologicznych i dat ^{14}C w materiałach pochodzących z równin aluwialnych i ze starorzeczy. Wykazano, że badania paleobotaniczne mało mięjszych wkładek organicznych mogą prowadzić do niepełnego lub błędnego odtworzenia historii roślinności. Datowanie radiowęglowe takich materiałów również daje wyniki niepewne, a dopiero zgodność datowania radiowęglowego z datowaniem palinologicznym umożliwia lepszą ocenę wieku materiałów.

3. Pomimo trudności i nieproporcjonalnej czasochłonności badanie osadów odkładanych w dolinach rzek umożliwia przeprowadzenie biostratygraficznych podziałów i odtworzenie historii roślinności w przeszłości z przybliżoną oceną wieku.

Ryc. 6. Uproszczony diagram pyłkowy ze stanowiska w Pleszowie, (za: Nalepka 1991, zmieniony)

Simplified pollen diagram of the site in Pleszów (after Nalepka 1991, modified)

anth. — *anthrax*, As/Ag — *Argilla steatodes* lub (or) *A. granosa*, Th — *Turfa herbacea*,
Ld — *Limus detrituosus*, Ga — *Grana arenosa*, part. test.moll. — *particulae testarum molluscorum*



LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1989, *Profil i malakofauna kredy jeziornej w Szarowie*, (w:) Przewodnik LX Zjazdu PTG, Kraków 14-16 IX 1989 r., Wyd. AGH, Kraków, 146-148.
- 1991, *Both malacofauna and age of the lacustrine chalc occurring in the Niepolomice Forest*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGI PZ PAN, 6, 75-85.
- Czerniak A., Okuniewska I., Tobolski K., 1981, *Paleobotanical investigations of paleomeander fills at Zbrudzewo*, (w:) Kozarski S., Tobolski K. (red.) *Symposium Paleohydrology of the temperature zone, Poznań, Poland 1981, Sept. 22-28, Guide-Book of Excursions INQUA Eurosiberian Subcommittee for the Study of the Holocene IGCP 158*, Adam Mickiewicz University Poznań, 44-59.
- Dubiel E., 1973, *Zespoły roślinne starorzeczy Wisły w Puszczy Niepolomickiej i jej otoczeniu*, Studia Naturae A, 7, 68-124.
- Faegri K., Iversen J., 1978, *Podręcznik analizy pyłkowej*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Faegri K., Kaland P. E., Krzywinski K., (red.), 1989, *Textbook of pollen analysis*, J. Wiley & Sons, Chichester, New York.
- Gębica P., Starkel L., 1987, *Evolution of the Vistula river valley at the Northern margin of the Niepolomice Forest during the last 15 000 years*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGI PZ PAN, 4, 71-86.
- Janssen C. R., Törnquist T. E., 1991, *The role of scale in the biostratigraphy and chronostratigraphy of the Holocene Series in the Netherlands*, The Holocene, 1, 2, 112-120.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGI PZ PAN, 6, 11-37.
- 1992, *Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 23, 111-124.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during the last 15 000 years*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geogr. Studies, Spec. Iss., IGI PZ PAN, 4, 51-70.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, Acta Palaeobot., 2, (3), 1-57.
- Köhler P., 1989, *Działalność człowieka w Puszczy Niepolomickiej w świetle danych archeologicznych*, (maszynopis w Archiwum Zakładu Paleobotaniki Instytutu Botaniki PAN, Kraków).
- Krajewski K., Balwierz Z., 1984, *Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku Vistulianu w Rośliny Nowym k.Dąbia*, Acta Geogr. Lodz., 50, 93-112.
- Latałowa M., Nalepka D., 1987, *A study of the Late-Glacial and Holocen vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland - S. Poland)*, Acta Palaeobot., 27, (1), 75-115.
- Lipka K., 1973, *Torfowiska Puszczy Niepolomickiej*, Zesz. Nauk. AR w Krakowie, 76, Melioracje, 6, 101-121.
- Lipka K., Szczurek J., Sanek A., 1975, *Badania torfowiskowo-geodezyjne w dolinie rzeki Podlężówki w woj. krakowskim*, Zesz. Nauk. AR w Krakowie, 108, Geodezja, 5, 13-43.
- Mamakowa K., 1970, *Late-Glacial and Early-Holocene vegetation from the territory of Kraków (Poland)*, Acta Palaeobot., 11, (1), 3-12.
- Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E., Donner J. J., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, Boreas, 3, 109-128.
- Nalepka D., 1989, *Diagram pyłkowy ze stanowiska "Wielkie Bloto" w Szarowie*, (w:) Przewodnik LX Zjazdu PTG, Kraków 14-16 IX 1989r., Wyd. AGH, Kraków, 148-150.

Ryc. 7. Uproszczony diagram pyłkowy ze stanowiska w Drwince, (za: Nalepka 1991, zmieniony)
Simplified pollen diagram of the site in Drwinka (after Nalepka 1991, modified)

As/Ag — *Argilla steatodes* lub (or) *A. granosa*, Th — *Turfa herbacea*, Ld — *Limus detrituosus*,
Ga — *Grana arenosa*

- 1991, *Lateglacial and Early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin. Preliminary results*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 6, 63-74.
- 1992, *Terrestrial pollen profile from Niepolomice Forest, South Poland, 8-th International Palynological Congress, Aix-en-Provence, Sept. 6-12, 1992, Program and Abstracts*, s. 106.
- 1993, *Przemiany roślinności zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie*, maszynopis w Bibliotece Botanicznej IB UJ i IB PAN, Kraków.
- Okuniewska I., Tobolski K., 1981, *Preliminary results of paleobotanical investigation of paleomeander fill at Mechlin*, (w:) Kozarski S., Tobolski K. (red.) *Symposium Paleohydrology of the temperature zone, Poznań, Poland 1981, Sept. 22-28, Guide-Book of Excursions INQUA Eurosiberian Subcommission for the Study of the Holocene IGCP 158*, Adam Mickiewicz University, Poznań, 39-40.
- Raciborski M., 1885, *Pelit Niepolomicki*, Sprawozd. Kom. Fizjogr. PAU, 20, 45-47.
- Starkel L., Gębica P., Nalepka D., 1988, *Evolution of the Vistula river valley nearly Las Grobla*, (w:) *Late Glacial and Holocene environmental changes. Vistula Basin 1988, Excursion guide book*, Cracow, 61-66.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial-Early Holocene palaeochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin)*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 6, 87-99.
- Stockmarr J., 1971, *Tablets with spores used in absolute pollen analysis*, Pollen and Spores, 13, (4), 615-621.
- Szponder A., 1955, *Analiza pyłkowa holocenijskiego torfowiska "Wielkie Błoto" w Puszczy Niepolomickiej*, 1955, maszynopis w Archiwum Zakładu Paleobotaniki Instytutu Botaniki PAN, Kraków.
- Tobolski K., 1981, *Results of paleobotanical investigations of deposits filling the paleomeander at Jaszkowo*, (w:) Kozarski S., Tobolski K. (red.) *Symposium Paleohydrology of the temperature zone, Poznań, Poland 1981, Sept. 22-28, Guide-Book of Excursions INQUA Eurosiberian Subcommission for the Study of the Holocene IGCP 158*, Adam Mickiewicz University, Poznań, 31-35.
- Trela J., 1934, *Diagramy pyłkowe niepublikowane z torfowiska Błoto*, 1934, Archiwum Zakładu Paleobotaniki Instytutu Botaniki PAN, Kraków.
- Troels-Smith J., 1955, *Karakterisering af løse jordarter, Characterization of unconsolidated sediments*, Danm. Geol. Unders., IV, 3, (10), 173-251.
- Wasylikowa K., 1964, *Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy*, Biul. Peryglac., 13, 262- 417.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by neolithic man*, Przegl. Archeol., 33, 19-55.

SCHYLEK VISTULIANU I HOLOCEN W TATRACH WYSOKICH

LATE VISTULIAN AND EARLY HOLOCENE IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS

MARIA BAUMGART-KOTARBA, ADAM KOTARBA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. An attempt to reconstruct termination of high-mountain glaciation in the Tatra Mountains is presented in this paper (Fig. 2). Absolute radiocarbon datings from organic sediments in Tatra lakes and dead-ice hollows and both differentiated lithology and structures of sediments and palinologically documented evolution of vegetation give possibility to reconstruct environmental changes in vertical belts (Fig. 4). Terminal, lateral and recessional moraines in Biała Woda Valley (Figs 1, 3) and Sucha Woda Valley were parallelized and the attempt to reconstruct the deglaciation was made (Figs 2, 3). During plenivistulian phase of glaciation, glaciers of the main valleys reached maximum extent (13.3 and 8 km in length). Eight recessional stages have been distinguished. Glaciers in the High Tatra totally melted after 8300 years BP, during initial phase of Atlantic warming.

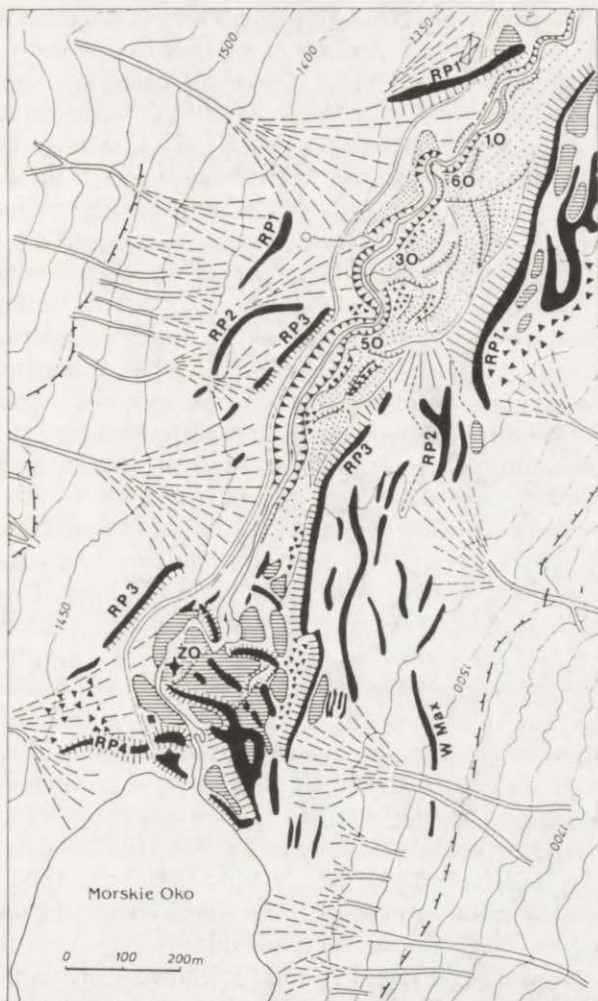
Celem opracowania jest przedstawienie zasięgu lodowców ostatniego glacjału w Tatrach na przykładzie dwóch głównych dolin północnego skłonu Tatr Wysokich: Doliny Białej Wody i Doliny Suchej Wody oraz określenie przebiegu deglacjacji. Niniejsza praca jest pierwszym syntetycznym opracowaniem wyników badań prowadzonych przez autorów od 1985 r. Podstawę stanowi materiał uzyskany dzięki kartowaniu geomorfologicznemu w skali 1:10 000. Na profilach podłużnych dolin zestawiono zasięgi moren stadiów maksymalnych, recesyjnych i moren bocznych oraz dokonano próby ich paralelizacji. Uzyskane wyniki porównano z bogatymi materiałami zgromadzonymi przez Romera (1929), Halickiego (1930), Lukniša (1973), Kondrackiego (1986), Dzierzka i innych (1987), Klimaszewskiego (1988) oraz wcześniejszym opracowaniem autorów (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979).

Próba rekonstrukcji etapów deglacjacji związanych ze zmianami klimatycznymi w okresie późnego glacjału i holocenu opiera się na szczegółowych danych z Tatr. Dotyczy to radiowęglowych dat osadów jeziornych i osadów organicznych spotykanych w zagłębieniach bezodpływowych, diagramów palinologicznych ze stanowisk rozmieszczonych w różnych wysokościach w profilu Podhala i Tatr: Puścizna Rękowiańska (650 m), Molkówka (1050 m), Wielka

Pańszczycka Młaka (1265 m), Zabie Oko przy Morskim Oku (1390 m), Czarny Staw Gąsienicowy (1620 m), Przedni Staw w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (1671 m). Są to profile palinologiczne opracowane przez Koperową (1962), Obidowicza (1975, 1993) i Krupińskiego (1984). Niezmiernie istotną okazała się analiza litologiczna i sedimentologiczna osadów jeziornych z Czarnego Stawu Gąsienicowego, Zielonego Stawu Gąsienicowego i utworów mineralnych podścielających torfowisko wypełniające zagłębienie po martwym lodzie na przedpolu moren Morskiego Oka (Zabie Oko). W świetle tych danych oraz krzywych wyprazania opracowanych co 2 cm dla rdzeni jeziornych w połączeniu z datami radiowęglowymi i wynikami analiz palinologicznych diagramów procentowych i frekwencji pyłków w 1 cm³ opracowano nowy obraz etapów deglacjacji i holocenijskich zmian procesów stokowych w ostatnich 20 tysiącach lat (ryc. 1, 2).

Zastosowano następujący system oznaczeń kolejnych stadiów zlodowacenia: moreny znaczące zasięg maksymalny poniżej Łysej Polany (945–950 m) i około Toporowych Stawów (maksymalny wał na wysokości 1095 m) nazwano W_{max} (ryc. 2). W przypadku Doliny Białej Wody wyróżniono dwa stadia maksymalne: jedno, krótkotrwałe WM I lub starsze, bardziej rozmyte i drugie WM II świadczące o długotrwałym pobycie lodowca z kilkoma wałami morenowymi o wysokości 970–975 m. Stwierdzono istnienie dwóch zasięgów wysokościowych moren bocznych świadczących o miąższości lodowca co najmniej 290–300 m i miąższości około 200 m w młodszej fazie (ryc. 3). Odniesiono je do stadiów leszczyńskiego i poznańskiego na Niziu Polskim w ujęciu Kozarskiego (1981). Pierwsze stadium recesyjne, świadczące w przypadku Doliny Białej Wody o wyraźnej oscylacji, oznaczono symbolem BW1 (Biała Woda 1) i odpowiednio w Dolinie Suchej Wody przyjęto symbol SW1. Na profilach podano również odpowiednie oznaczenia zastosowane przez Lukniša (1973). Na przykład fazie recesyjnej BW1 odpowiada WD. Stadium to świadczy o wyraźnym zmniejszeniu się miąższości lodowca w dolnej części jezora, chociaż zasięg stadium BW1 wykazuje długość niewiele mniejszą niż stadium maksymalne (ryc. 3). W tym czasie lodowiec Białej Wody nie był już zasilany przez lodowce z Doliny Rybiego Potoku, Doliny Pięciu Stawów Polskich i z Doliny Waksmundzkiej. W przypadku zlodowacenia Doliny Suchej Wody pierwsze wyraźne stadium recesyjne SW1 wskazuje na istnienie niezależnego lodowca Suchej Wody sięgającego po zagłębienie końcowe Psiej Trawki (morena 1216 m) i lodowca Pańszczycy do moreny ograniczającej Wielką Pańszczycką Młakę — 1278 m. W Dolinie Białej Wody wyróżniono kolejne stadia recesyjne: BW2 — Białej Polany (1020 m), według Lukniša określone jako WD2, BW3 — ujścia Rybiego Potoku (1080 m), według Lukniša WE1, BW4 — ujścia Żabich Stawów Białczańskich (1150 m), według Lukniša WE1, BW5 i BW6 — Polany pod Wysoką I (1280 m) i II (1300 m), WE3 według Lukniša i Doliny Kaczej — BW7 (1570 m), według Lukniša HW (ryc. 2, 3). Najmłodsze stadia zlodowacenia BW8 są dokumentowane w pracach Lukniša (1973) jako holocenijskie (H) zachowane w wiszących cyrkach zamknięcia Doliny Białej Wody powyżej 1950 m n.p.m.

W Dolinie Suchej Wody wyróżniono następujące stadia recesyjne: SW2



Ryc. 1. Układ moren na przedpolu Morskiego Oka z zaznaczonymi stadiami recesyjnymi wyróżnionymi na ryc. 2

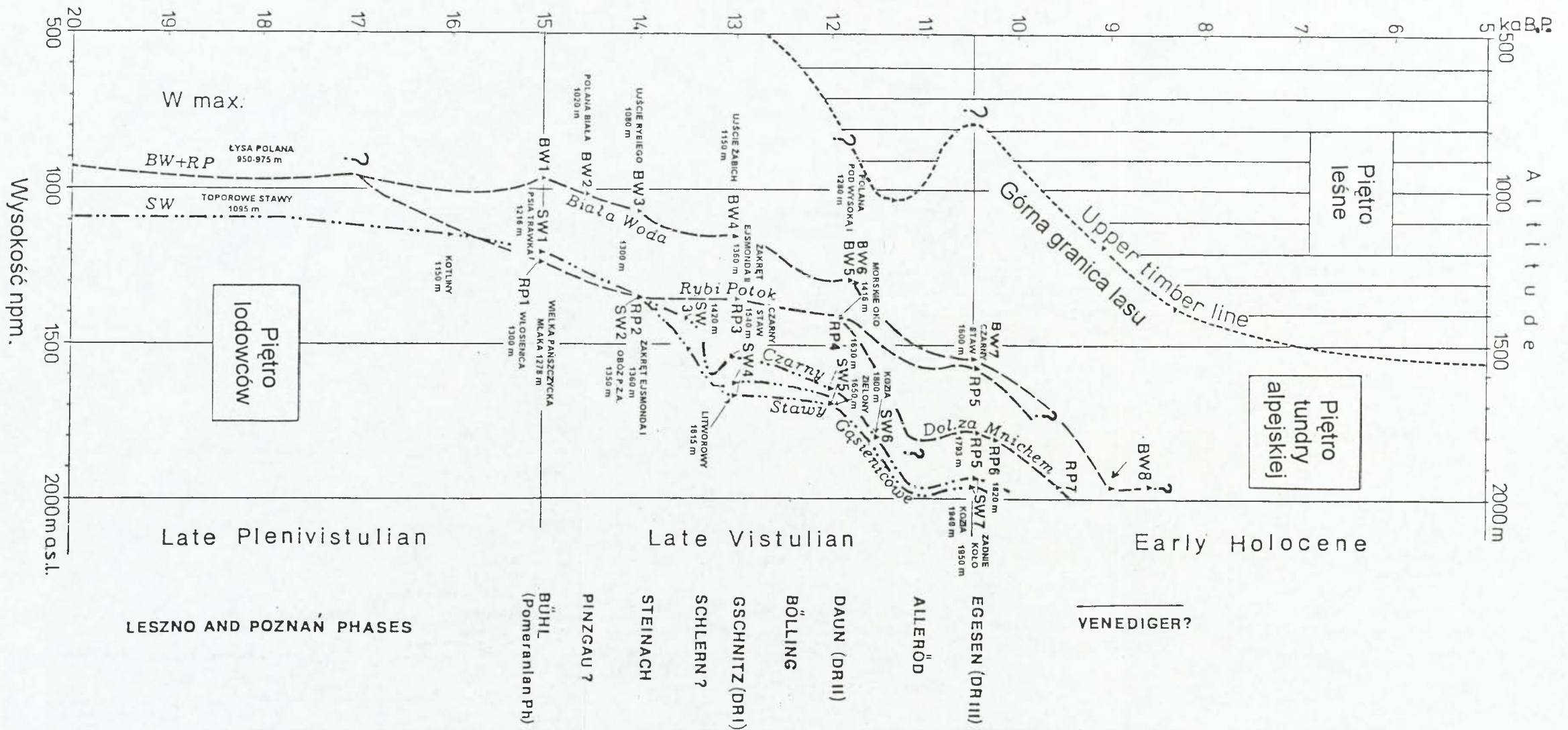
- 1 — wyraźne waly morenowe, częściowo o bardzo stromych stokach, 2 — zagłębienia wytopiskowe częściowo wypełnione osadami glaciofluwialnymi oraz torfem, 3 — głazowiska pochodzące z obrywów, zsuwów skalnych lub morenowe, 4 — terasy i stożki glaciofluwialne, 5 — żleby skalne, 6 — zasięg żłobu lodowcowego, 7 — stożki grawitacyjne spływów gruzowych i lawinowe, 8 — podcięcia erozyjne we współczesnym korycie, 9 — lokalizacja wiercenia w Zabim Oku, 10 — droga dojazdowa do schroniska, 11 — parking i budynki

Moraine-ridge sequence on the foreland of Lake Morskie Oko

- 1 — distinct moraine ridge, partly steep, 2 — dead-ice depression locally filled with glaciofluvial deposit and peat, 3 — rockfall/rockslide or glacial drift boulders cover on the top, 4 — glaciofluvial terrace and fan, 5 — rocky chute, 6 — glacial trough extent on slope, 7 — gravitational/avalanche talus cone, 8 — erosional scarp and present day channel, 9 — location of Zabie Oko core, 10 — road, 11 — parking place and buildings

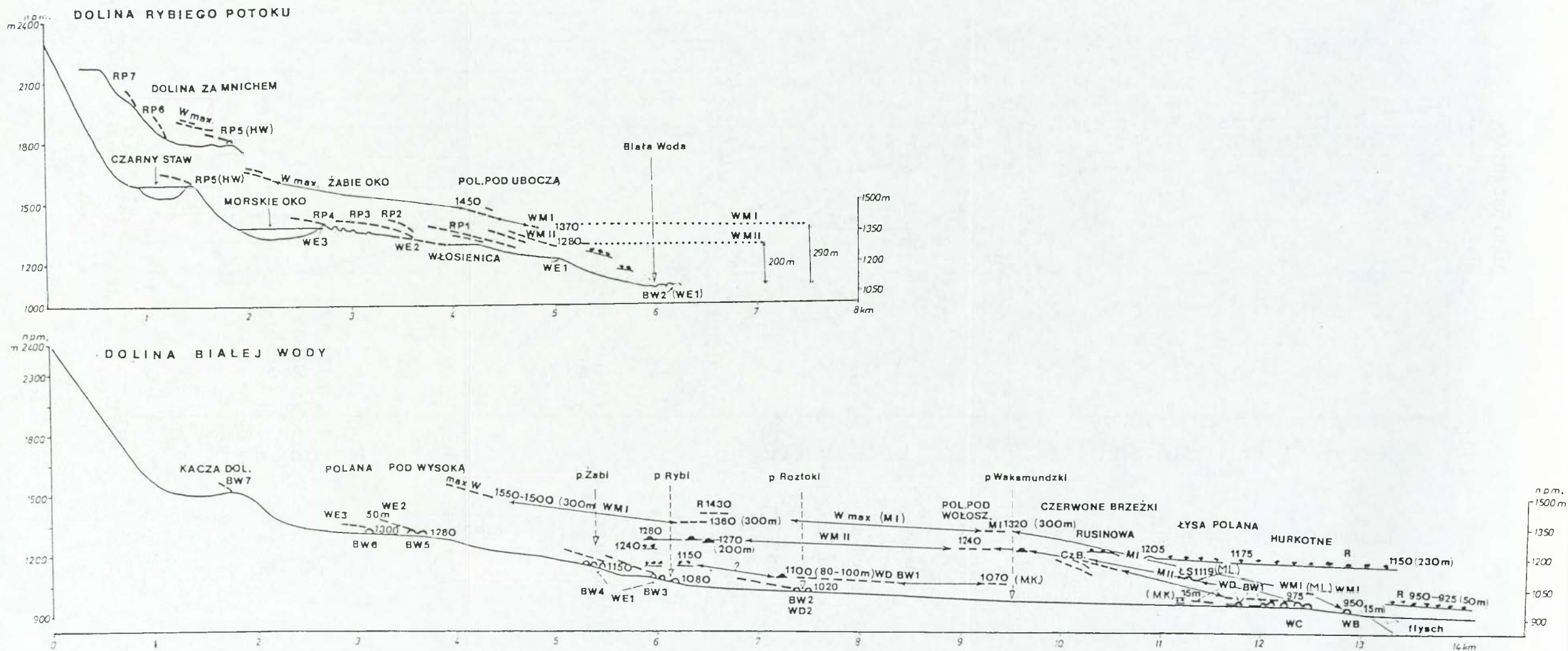
— obozowiska PZA (1350 m), SW3 — Czarnej Paszy (1420 m), SW4 — Czarne-
go Stawu Gąsienicowego, SW5 — słabo zaznaczającej się moreny powyżej Czar-
nego Stawu Gąsienicowego (1630 m), SW6 — moreny poniżej Koziej Doliny
(1850 m) i SW7 — moreny Koziej Doliny (1940 m) — rycina 2. Morena SW2
wyznacza zasięg połączonych lodowców z Doliny Czarne-
go Stawu Gąsienicowego i Doliny Stawów Gąsienicowych. Morenę zachodnią (orograficznie
lewą) wyznaczają gruzowiska granitowe a morenę prawą, wschodnią, maskuje
rozległy stożek Żółtego Potoku. Dlatego zasięg postoju SW2 jest dokumen-
towany nasadą stożka fluwiogłacialnego przechodzącego w terasę 6-metrowej
wysokości. Stadium SW3 wyznaczają dwa języki, jeden z Doliny Suche-
j Wody z zagłębieniem końcowym Mokra-
j Jamy (1530 m) oraz drugi z Czarne-
go Stawu Gąsienicowego (1420 m) o zasięgu niewiele mniejszym od zasięgu
SW2, lecz świadczącym o zmniejszeniu się miąższości i szerokości jezora.
Brak wyraźnych moren kolejnego stadium recesji, o którym świadczy lokalny
stożek fluwiogłacialny poniżej wysokości 1480 m. Bardzo wyraźne stadium
recesyjne o charakterze oscylacji wyznaczają moreny SW4. Ich występowanie
wskazuje na rozpadanie się lodowca w Dolinie Stawów Gąsienicowych na
lob Zielonego Stawu i lob spod Świnicy. Wymienione loby ogranicza morena
SW4 Litworowego Stawu (1615 m) i na ryglu skalnym Dwoistego Stawu
(1660 m). Odpowiednikiem tej oscylacji w Dolinie Czarne-
go Stawu Gąsienicowego jest wyraźny wał morenowy rozcięty przez potok wypły-
wający z Czar-
nego Stawu Gąsienicowego położony na wysokości 1540 m. Według Lukni-
śa (1973) jest to morena WE2 o wysokości 1505 m. Kolejna faza recesji oznaczona
SW5 odpowiada morenie Zielonego Stawu Gąsienicowego, Kurtkowca (1690 m),
a w Dolinie Czarne-
go Stawu Gąsienicowego za jej odpowiednik można uznać
wał gruzowy powyżej Czarne-
go Stawu Gąsienicowego o wysokości 1630 m.
Według Lukni-
śa jest to stadium WE3. Stadia SW6 i SW7 pod Świnicą znajdują
się na wysokości 1800 m i 1950 m, a w Koziej Dolinie 1800 m i 1940 m.

Przeprowadzono próbę oceny czasu deglacjacji w dwóch głównych dolinach
północnego skłonu Tatr, opierając się na datowanych utworach jeziornych
i utworach bezodpływowego zagłębienia wytopiskowego oraz analizie litologicz-
nej i sedymentacyjnej osadów (ryc. 4). Bardzo ważnym elementem rozważań
są wnioski płynące z diagramów pyłkowych, pomimo istniejących kontrowersji
w interpretacji tych diagramów w powiązaniu z datowaniami radiowęglowymi
i cechami litologicznymi (por. Baumgart-Kotarba i inni 1994, Baumgart-Kotarba,
Kotarba 1993, Obidowicz 1993). Rdzenie z Czarne-
go Stawu Gąsienicowego
świadczą, że już w okresie 12–13 tys. lat BP misa była wolna od lodu (ryc. 4).
Laminowane i warstwowane osady mineralne świadczą o występowaniu lo-
dowca w wyższej części doliny. Okres młodszego dryasu zaznaczył się ma-
sywną sedymentacją drobnych piasków o miąższości do 20 cm. Początek
holocenu odznaczył się wyraźną zmianą środowiska, świadczącą, o ociepleniu.
Świadczy o tym wzrost udziału części organicznych z 1,5% do 18% a osad
mulków organicznych jest mieszaniną pyłów i ilów ($M_{50} = 13\text{--}35$ mikronów).
Granicę holocenu wyznaczają następujące daty: w Czarnym Stawie Gąsie-
nicowym 9620 ± 135 (Ua 1445), w Zielonym Stawie Gąsienicowym 10040 ± 150
(Ua 1446) oraz w Przednim Stawie w Dolinie Pięciu Stawów Polskich



Ryc. 2. Wysokościowe zróżnicowanie zasięgu lodowców, tundry alpejskiej i lasów w późnym vistulianie i holocenie (20-5 tys. lat BP) w dolinach Białej Wody i Suche Wody oraz próba paralelizacji stadiów recesyjnych w Tatrach ze stadiami alpejskimi.

Altitudinal extents of glaciers, alpine tundra zone and forest during Late Vistulian and Early Holocene (20-5 ka BP) in the valleys of Biała Woda and Sucha Woda. An attempt to parallelize recessional moraines with alpine stages



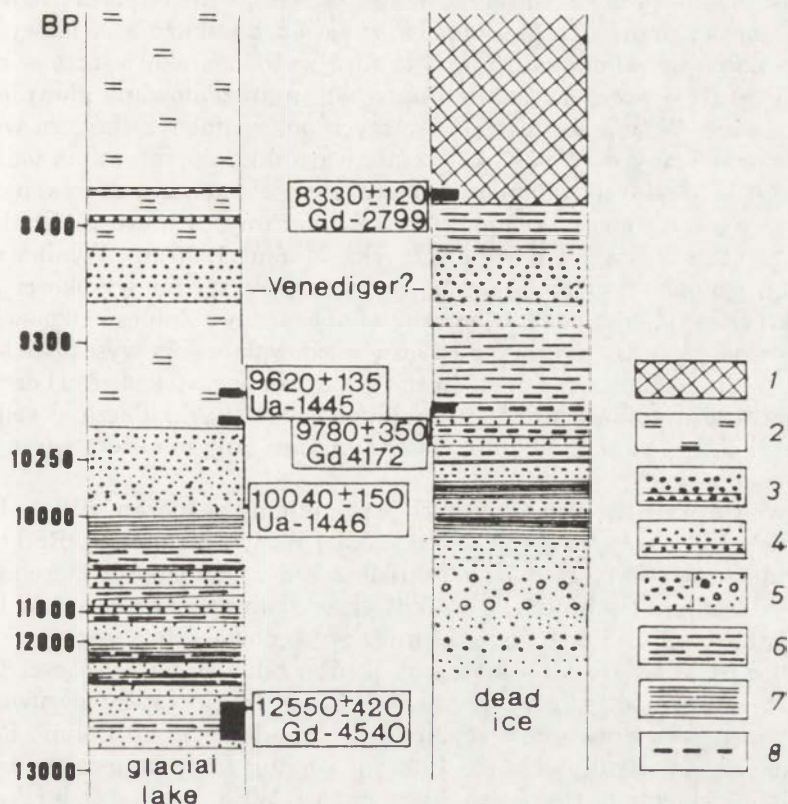
Ryc. 3. Profile podłużne doliny Białej Wody i Doliny Rybiego Potoku z zrekonstruowanymi zasięgami moren końcowych (WM I i WM II) plenivistuliańskich oraz morenami recesyjnymi i zasięgami bocznymi lodowców późnovistuliańskich

MK — stanowiska według M. Klimaszewskiego (1988), ML — stanowiska według M. Lukniša (1973). WB, WC, WD, WE1, WE2, WE3, HW schemat M. Lukniša, BW1-BW7, RP1-RP7 schemat autorów artykułu

Longitudinal profiles of Biała Woda and Rybi Potok Valley with reconstructed extents of terminal moraines (WM I and WM II) of plenivistulian age and recessional moraines as well as lateral moraines of late vistulian age

MK — site according to M. Klimaszewski (1988), ML — site according to M. Lukniš (1973). WB, WC, WD, WE1, WE2, WE3, HW scheme according to M. Lukniš, BW1-BW7, RP1-RP8 — according to authors

9900 ± 120 (ITA 1006) (Wicik 1984). W wytopisku Żabiego Oka na przedpolu moreny zamykającej Morskie Oko (ryc. 1) znajdują się żelazisto-żółte mułki z młodszego dryasu. Początek holocenu zaznaczył się tu mułkami warstwowanymi barwy popielatej zawierającymi detrytus roślinny, z którego uzyskano datę 9780 ± 350 (Gd 4172) (ryc. 4). Zarówno w osadach Czarnego Stawu Gąsienicowego, jak i w utworach mineralnych podścielających torfy w Żabim Oku zaznaczyła się wyraźna faza nawrotu ochłodzenia (ryc. 4). W Czarnym Stawie Gąsienicowym powszechnie występuje 5–10 centymetrowa warstwa masywnych i grubych piasków o $M_{50} = 260$ i 300 mikronów. W Żabim Oku



Ryc. 4. Litologia osadów jeziornych Czarnego Stawu Gąsienicowego (kolumna lewa) i osadów z zagłębienia wytopiskowego Żabiego Oka na przedpolu Morskiego Oka (kolumna prawa) z datowaniami radiowęglowymi

1 — torf, 2 — mułki organiczne (straty przy prażeniu do 30%), 3 — piaski grube, 4 — piaski średnie i drobne, 5 — piaski grube z domieszką żwirów, 6 — mułki ilaste (straty przy prażeniu do 5%), 7 — żółte i żelaziste mułki ilaste laminowane, 8 — detrytus organiczny

Lithology of chosen closed basins in the High Tatra Mts: lake sediments of Czarny Staw Gąsienicowy Lake (left column) and Żabie Oka dead-ice depression on the foreland of Morskie Oko Lake (right column) with radiocarbon dates: Gd — Radiocarbon Laboratory, Technical University in Gliwice, Ua — Laboratory in Uppsala

1 — peat, 2 — organic mud (L.O.I. up to 30%), 3 — coarse sand, 4 — sand medium/fine, 5 — sand/coarse sand with gravel, 6 — silty clay (L.O.I. up to 5%), 7 — yellow and ferrous laminated silty clay, 8 — detritus

temu zdarzeniu odpowiada ponad 20-centymetrowa wkładka piasków grubych i średnich (ryc. 4). W opinii palinologa A. Obidowicza (1993) jest to tak znaczne oziębienie, że przypisuje mu wiek młododryasowy pomimo oznaczenia radio-węglowego 9780 ± 350 (Gd 4172) na głębokości 30 cm poniżej tej wkładki. Powyżej grubej serii piaszczystej, wskazującej na wzmożone przepływy w potoku wypływającym z Morskiego Oka (rozmywanie moren), rozpoczyna się ciągła sedymentacja torfu. Ze spągu torfu uzyskano datę 8330 ± 120 (Gd 2799) (ryc. 4). Ze względu na wspomnianą datę ochłodzenie wczesnoolocenijskie zaznaczone w Żabim Oku autorzy tej pracy wiążą z ochłodzeniem Venediger w Alpach (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993, Baumgart-Kotarba i inni 1994). Znaczny udział zielnych (do 50%) i występowanie *Graminaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*, a z drzew *Betula*, *Pinus* i *Pinus cembra* wskazują, że na wysokości 1400 m panowały zimne warunki z tundrą wysokogórską jeszcze w okresie przed 8330 BP i przypuszczalnie *Pinus* była reprezentowana głównie przez kosodrzewinę. W tym czasie w najwyższych położeniach, zwłaszcza w dnach dolin eksponowanych na północ, istniały warunki do przetrwania lodowców, a nawet ich lokalnych nasunięć. Dodatkowym elementem do rekonstrukcji klimatycznych dla początku holocenu są diagramy pyłkowe A. Obidowicza (1975) ze stanowiska Wielka Pańszczycka Młaka (1265 m). Wynika z nich, że górna granica lasu znajdowała się nieco powyżej tej wysokości już na początku okresu borealnego. Diagram palinologiczny z Żabiego Oka świadczy, że w okresie 8300 BP górna granica lasu znajdowała się na wysokości 1400 m, chociaż według Obidowicza moment ten wyznacza początek okresu borealnego a według autorów przejście okresu borealnego w atlantycki. Początek sedymentacji torfu zbiega się z radykalną zmianą klimatyczną, na którą zareagowała roślinność.

W świetle przedstawionych danych przyjmujemy, że moreny SW4 w Dolinie Suchej Wody i moreny BW4 w Dolinie Białej Wody oraz moreny RP3 (zakręt Ejsmonda — II) (ryc. 1) można paralelizować z wyraźnymi morenami alpejskiego stadium Gschnitz (13 tys. lat), tj. z najstarszym dryasem. W Dolinie Pięciu Stawów Polskich w fazie Gschnitz występowały dwa jezory, z których jeden dłuższy kończył się na morenach poniżej Siklawy na wysokości 1350 m (R4) tj. według Lukniša (1973) w fazie WE2, a drugi krótszy wysuwał się z niecki Przedniego Stawu na stromym progu opadającym ku Dolinie Roztoki, obniżając się do wysokości około 1600 m. Według Lukniša jezoro wyższe odpowiada już kolejnej fazie recesji, którą nazwał WE3. Według Dzierżka i inni (1987) stadium R4 odpowiada pierwszej fazie deglacjacji Doliny Pięciu Stawów Polskich związana z najstarszym dryasem. W profilu z Żabiego Oka osady grubych piasków i żwirów znajdujące się poniżej utworów laminowanych żelazisto-żółtych wydają się odpowiadać ociepleniu allerödzkemu i intensywnemu cofaniu się lodowca. Dlatego uważamy, że morena okalająca Morskie Oko (ze schroniskiem) wyznacza postój lodowca w okresie starszego dryasu (odpowiednik stadiału Daun w Alpach). Dotychczas nie udało się przewiercić w dnie Morskiego Oka osadów starszych niż 7 tysięcy lat. Nie można więc precyzyjnie określić czasu stagnowania lodowca na linii schroniska (RP4–WE3) na wysokości 1416 m n.p.m. W okresie młodszego dryasu największy

lodowiec miała Dolina Białej Wody, gdyż przypuszczalnie sięgał on moren BW7 w Dolinie Kaczej. W schemacie deglacacyjnym przedstawionym w niniejszym opracowaniu, w Dolinie Rybiego Potoku jeden jezior wypełniał misę Czarnego Stawu pod Rysami (RP5 — 1600 m), a drugi był w Dolinie za Mniczem — 1800 m. To stadium według Lukniša jest oznaczone jako HW, czyli jest związane z przejściem würmu w holocen. W Dolinie Suchej Wody z młodszym dryasem (Egesen w Alpach) powiązaliśmy stadium SW7, któremu odpowiadają moreny w Koziej Dolinie (1940 m) i moreny Zadniego Koła pod Świnicą (1950 m) (ryc. 2). W Dolinie Pańszczycy w tym czasie istniały aktywne lodowce gruzowe. Ostatnie lodowce w Tatrach Polskich występowały w Dolinie za Mniczem na wysokości około 2000 m. Większe lodowczyki mogły przetrwać jedynie w zamknięciu Doliny Białej Wody. Wiek moren Doliny Kaczej (1580 m) wymaga osobnych badań. Według Lukniša (1973) do tej wysokości sięgał lodowiec na pograniczu würmu i holocenu. Natomiast za holocenijskie uznał lodowce znaczone morenami od wysokości 1950 do 2205 m npm.

WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski:

1. Podczas maksymalnej fazy zlodowacenia plenivistuliańskiego odpowiadającej stadiom Leszna i Poznania na Nizinach, lodowce głównych Dolin Białej i Suchej Wody zasilane przez liczne lodowce z dolin bocznych osiągnęły swój maksymalny zasięg (13,3 i 8 km). W czasie pierwszego stadium recesyjnego o charakterze oscylacji lodowce nie były już zasilane bezpośrednio ze wszystkich dolin, toteż ich miąższość uległa znacznemu zmniejszeniu. Fazę tę paralelizujemy ze stadium pomorskim na Nizinach i z stadium Bühl w Alpach Austriackich.

2. Wyróżniono 8 stadiów recesyjnych, z których niektóre mają charakter oscylacji, np. BW1, SW1, BW4, SW4.

3. Lodowce w Tatrach przetrwały oscylację opisaną jako Venediger w Alpach, czyli zniknęły około 8300 BP, a więc w początkowej fazie ocieplenia atlantyckiego.

W niniejszej pracy nie ustosunkowano się do bogatej literatury przedmiotu, a w szczególności do prac Partscha (1923), Halickiego (1930), Romera (1929) i Klimaszewskiego (1988). Szczupłe rozmiary tego artykułu nie pozwoliły na to. Szersza analiza będzie przedmiotem osobnego opracowania.

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979, *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 12, 49-66.
- 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dok. Geogr., 4-5, 9-30.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Obidowicz A., 1994, *Kontrowersje datowań radiowęglowych i wyników badań palinologicznych na przykładzie osadów z Tatr Polskich*, Zesz. Nauk. Polit. Śl., Ser. Mat.- Fiz., 71, Geochronometria, 10, 191-205.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987, *Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry)*, Przegl. Geol., 35, 1, 8-13.
- Halicki B., 1930, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, Sprawozd. Pol. Inst. Geol., 5.
- Klimaszewski M., 1985, *Mapa geomorfologiczna Tatr Polskich, 1:30 000, (w:) Atlas TPN*, Zakopane-Kraków.
- 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 1986, *Changements de l'environnement dans les Tatras au postglaciaire d'après les recherches paleolimnologiques*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., vol. XX, 37-47.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenijska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, Acta Paleobot., 2, 3-62.
- Kozarski S., 1981, *Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej*, Wyd. PAN, Oddział w Poznaniu, Ser. Geografia, t. VI.
- 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, 37-48.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, VEDA, Bratislava.
- Obidowicz A., 1975, *Entstehung und Alter einiger Moore in nördlichen Teil der Hohen Tatra*, Fragm. Florist. Geobot., 3, 289-323.
- 1993, *Wahania górnej granicy lasu w późnym plejstocenie i holocenie w Tatrach*, Dok. Geogr., 4-5.
- Partsch J., 1923, *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig.
- Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*, (w:) *Wybór prac II*, Warszawa (1961).
- Wicik B., 1984, *Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji*, Prace i Studia Geogr. UW, 5, 55-69.

MALAKOLOGICZNE WSKAŹNIKI TRANSFORMACJI EKOSYSTEMÓW W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

MALACOLOGICAL INDICATORS OF ECOSYSTEMS TRANSFORMATION DURING THE LATE VISTULIAN AND THE HOLOCENE

STEFAN WITOLD ALEXANDROWICZ

Katedra Stratygrafii i Geologii Regionalnej AGH
30-059 Kraków, A. Mickiewicza 30

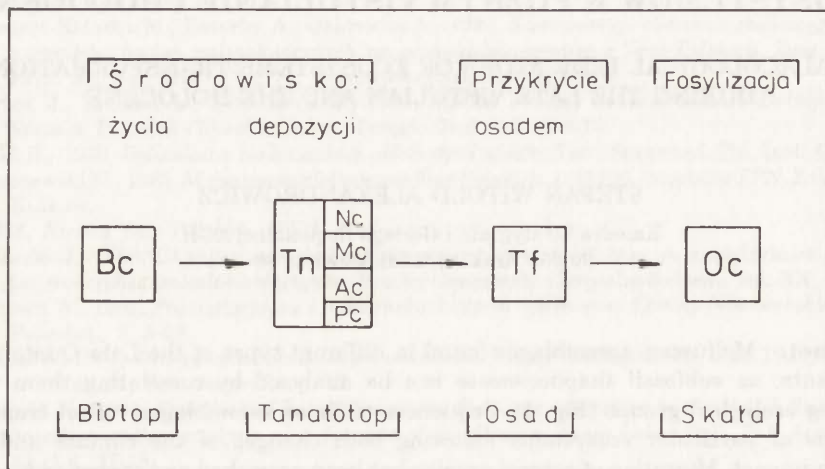
Abstract. Molluscan assemblages found in different types of the Late Quaternary sediments, as subfossil thaphocenoses can be analysed by correlating them with existing ecological groups (Fig. 1). Sequences of these assemblages reflect transformations of particular ecosystems following both changes of the climate and the human impact. Migration of several species has been provoked and controlled by such processes as: the deglaciation, the expanding of forests at the termination of Vistulian, the amelioration of climate at the beginning of the Atlantic phase, the deforestation initiated by neolithic cultures and the degradation of natural environment steadily growing till now. Several species of land snails and water molluscs can be pointed out as characteristic for the main ecosystems evolved since about thirty thousand years (Fig. 2).

ELEMENTY TAFONOMII

Zespoły mięczaków znajdujące powszechnie w osadach młodoczwartorzędowych występują najczęściej jako subfosylne tafocenozы. Odzwierciedlają one zarówno ówczesne warunki życia, jak i przebieg procesów sedymentacji. Poszczególne malakocenozы wchodzące w skład ekosystemów i związane z określonymi biotopami z czasem przekształcały się w tanatocenozы gromadzone w rozmaitych środowiskach (w tanatotopach), a po przykryciu osadem przemieniały się w tafocenozы, które są właściwym przedmiotem analizy malakologicznej (ryc. 1). Taki właśnie charakter mają zespoły mięczaków, znajdujące w większości typów osadów czwartorzędowych.

Skorupki ślimaków i małżów, występujące w utworach zmienionych pod wpływem procesów diagenetycznych, ulegały fosylizacji i są zachowane jako szczątki sfosylizowane (oriktocenoza). Pod wpływem tych procesów pokaźna część materiału muszlowego zostaje zniszczona, a okazy są trudne do wypreparowania, jak to ma miejsce w trawertynach i w częściowo przekryształizowanych lub zliptyfikowanych martwicach. W toku analizy postępowanie, zmierzające do rekonstrukcji paleośrodowisk i ich transformacji, wymaga

zarówno dokonania szczegółowej oceny charakteru malakofauny pod względem jej ekologicznych wymogów i zoogeograficznego pochodzenia, jak też przeprowadzenia obserwacji i badań dotyczących litologii, następstwa warstw i sedymentologicznych cech osadów zawierających tą faunę oraz zaawansowania przemian postdepozycyjnych (Alexandrowicz 1987).



Ryc. 1. Etapy tworzenia się zespołów mięczaków (zespołów kopalnych fauny i flory)
 BC — biocenoz, Tn — tanatocenoza, Nc — nekrocenoza, Mc — mikrocenoza, Ac — allocenoza,
 Pc — pseudocenoza, Tf — tafocenoza (zespół subfossilny), Oc — oritocenoza (zespół fossilny)

Stages of evolution of the molluscan assemblages
 Abbreviations: BC — biocenosis, Tn — tanatocenos, Nc — necrocenos, Mc — microcenos,
 Ac — allocenos, Pc — pseudocenos, Tf — taphocenos (subfossil), Oc — oritocenos
 (fossil assemblage)

ELEMENTY ANALIZY PALEOEKOLOGICZNEJ

Interpretacja paleoekologiczna prowadzona jest najczęściej przez zestawianie składu zespołów mięczaków w formie spektrów lub diagramów malakologicznych. W gruncie rzeczy winna ona jednak obejmować wszystkie elementy analizy ekologicznej, odnoszące się do badania faun współczesnych, a więc aspekty: autoekologiczny, demekologiczny i synekologiczny (Trojan 1975). Subfossilne fauny z okresów: prahistorycznego i historycznego stwarzają przy tym możliwość oceny zakresu antropogenicznych przekształceń i degradacji środowiska.

Analiza autoekologiczna opiera się na dokładnej znajomości warunków życia i wymogów środowiskowych poszczególnych gatunków, przy czym te o wąskim zakresie tolerancji mają szczególnie duże znaczenie. Niektóre z nich można przykładowo wymienić jako taksonomy wskaźnikowe:

- *Discus perspectivus* (Mühlenfeld), *Pseudalina stabilis* (Pfeiffer), *Helicogona banatica* (Rossmassler) — gatunki ciepłolubne, żyjące w lasach liściastych, charakterystyczne dla optimum klimatycznych interglacjałów,
- *Chondrula tridens* (Müller), *Pupilla sterri* (Voith), *Helicopsis striata*

- (Müller) — gatunki stepowe, charakterystyczne dla środowiska otwartego i podłoża o nieznacznej wilgotności,
- *Azeka goodalli* (Ferussac), *Discus rotundatus* (Müller), *Clausilia bidentata* (Strom) — gatunki związane z wpływami klimatu oceanicznego,
 - *Discus ruderatus* (Ferussac), *Perforatella rubiginosa* (Schmidt) — gatunki preferujące wpływ klimatu kontynentalnego,
 - *Columella columella* (Martens), *Vertigo parcedentata* (Braun), *Pisidium obtusale lapponicum* (Clessin) — gatunki tolerujące klimat subarktyczny, związane ze środowiskiem tundrowym.

Analiza populacji wykorzystuje związki między niektórymi cechami środowiska a średnią wielkością lub wskaźnikami kształtu skorupki wybranych gatunków mięczaków. Odnosi się to np. do małża *Mytilus edulis* (Linnaeus), którego populacje żyjące w wodach o wyższym zasoleniu mają skorupki znacznie większe niż populacje bytujące w wodach brachy- i mezohalinowych. Podobne różnicowanie związane z warunkami klimatycznymi wykazują populacje *Arianta arbustorum* (Linnaeus), który w środowiskach wysokogórskich (a także w osadach odpowiadających okresom glacialnym) ma skorupki stosunkowo małe, wyróżniane podgatunkową nazwą *Arianta arbustorum alpicola* (Ferussac). Obfite populacje *Succinea oblonga elongata* Sandberger, znajdujące w lessach deponowanych w fazach zimnego klimatu, obejmują skorupki wydłużone o wysokiej skrętcie, różniące się kształtem od skorupki *Succinea oblonga* Draparnaud, tworzących populacje w środowiskach współczesnych i populacje subfosalne w osadach holocenijskich.

W toku analizy syneklogicznej następuje grupowanie gatunków o podobnych wymogach ekologicznych i określanie procentowego udziału poszczególnych grup w asocjacjach, występujących w różnych typach osadów oraz w analizowanych profilach. Porządkowanie danych polega na zestawianiu spektrów malakologicznych gatunkowych (MSS) i osobniczych (MSI) lub diagramów malakologicznych, konstruowanych podobnie jak diagramy palynologiczne (Lożek 1964, Evans 1972, Alexandrowicz 1987). Notowane w profilach różnicowanie się wzajemnych proporcji gatunków leśnych i typowych dla środowisk otwartych, kserofilnych i higrofilnych bądź preferujących trwale lub okresowo zanikające zbiorniki wodne, odzwierciedlają zmiany środowiska zarówno w miejscu depozycji osadów jak też w jego otoczeniu. Jest to najczęściej stosowany sposób interpretowania danych malakologicznych (Birks, Birks 1980). Rozwinięciem tej metody postępowania jest analiza malakosocjologiczna, polegająca na typowaniu charakterystycznych zespołów mięczaków, wyróżnianych na podstawie gatunków definiujących, przewodnich i różnicujących (Hässlein 1966, Körnig 1966, Alexandrowicz 1987).

SEKWENCJE ZESPOŁÓW MIĘCZAKÓW

Kształtowanie się i ewolucja ekosystemów w czasie trwania górnego wistulianu i holocenu były uzależnione głównie od warunków klimatycznych, a w ciągu ostatnich 6 tysięcy lat — także od nasilającego się wpływu działalności

człowieka. Zmiany w malakocenozach następowały w wyniku migracji gatunków i utrwalania się ich obecności w sprzyjających im biotopach. Stwierdzone obecnie facjalne zróżnicowanie zespołów mięczaków w osadach odpowiadających poszczególnym fazom klimatycznym późnego czwartorzędu odzwierciedla zarówno ówczesną mozaikowość siedlisk, jak też różnorodność środowisk sedymentacyjnych, pozostających pod wpływem różnych czynników geologicznych. W świetle aktualnego stanu zaawansowania badań można wyróżnić szereg charakterystycznych zespołów i sekwencji zespołów mięczaków, cechujących główne typy osadów vistulianu i holocenu.

Malakofauna lessów (glin lessowych i lessopodobnych), pokrywających znaczne obszary Wyżyn Małopolskich i Pogórza Karpat, odznacza się małą liczbą gatunków. Wykazują one szeroki zakres tolerancji klimatycznej i w większości reprezentują element subarktyczno-borealny lub euroszyberyjski. Zróżnicowanie zespołów jest wyrażone głównie obecnością lub dominacją taksonów kserofilnych, indyferentnych, higrofilnych i wodnych (Lożek 1965, Puissegur 1978). Na tej podstawie można wyróżnić:

- lessy deponowane w środowisku stepowym, zawierające *Helicopsis striata* (Müller) i *Pupilla sterri* (Voith),
- lessy subarktycznego stepu i stepotundry z *Pupilla loessica* Lożek i *Vallonia tenuilabris* (Sandberger),
- lessy deponowane na wilgotnym podłożu środowiska tundrowego, z *Columella columella* (Martens) i *Vertigo parcedentata* (Braun),
- lessy akumulowane w zbiornikach wodnych, zawierające *Gyraulus laevis* (Alder) i *Pisidium obtusale lapponicum* Clessin.

W większości stanowisk faunom tym towarzyszy mezofilny ślimak *Succinea oblonga elongata* Sandberger, natomiast obecność gatunków znanych również z osadów holocenu, takich jak: *Nesovitreia hammonis* (Strom), *Euconulus fulvus* (Müller) czy *Vallonia costata* (Müller) świadczy o okresowym złagodzeniu warunków klimatycznych (Alexandrowicz 1991).

Węglanowe osady jeziorne zawierają malakofauny wodne o znacznym udziale *Valvata cristata* Müller, *Valvata piscinalis* (Müller), *Lymnaea ovata* Draparnaud, *Armiger crista* (Linnaeus), *Sphaerium corneum* (Linnaeus), *Pisidium nitidum* Jenyns i kilku innych taksonów. W kredach jeziornych odpowiadających późnemu vistulianowi charakterystyczna jest obecność: *Gyraulus laevis* (Alder), *Pisidium lilleborgi* Clessin i *Pisidium obtusale lapponicum* Clessin, natomiast w kredach i gytiach wieku holocenijskiego pojawiają się obfite populacje *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), a ponadto takie gatunki jak: *Gyraulus albus* (Müller), *Planorbarius corneus* (Linnaeus) i *Marstoniopsis scholtzi* (Schmidt). Masowe nagromadzenia wieczek zagrzebek (*Bithynia operculum*) tworzą się w strefach jeziora, pokrytych roślinnością zakorzenioną na dnie (Alexandrowicz 1987, 1989). Końcowy etap istnienia zbiornika wodnego, poprzedzający jego wypełnienie i przekształcenie w torfowisko, jest zwykle zaznaczony obecnością warstwy muszlowej z *Valvata piscinalis* (Müller) i *Valvata piscinalis antiqua* Sowerby oraz pojawianiem się gatunków tolerujących okresowe wysychanie, takich jak *Planorbis planorbis* (Linnaeus) i *Lymnaea truncatula* Müller (Alexandrowicz 1989).

Fauna bagien i innych środowisk podmokłych odznacza się występowaniem ślimaków wilgociolubnych oraz mięczaków wodnych, związanych ze zbiornikami okresowo zanikającymi. W osadach późnoglacialnych pospolicie występują dwa charakterystyczne gatunki: *Vertigo genesii* (Gredler) i *Vertigo geyeri* Lindholm, natomiast w osadach holocenu są one zastąpione przez *Vertigo antivertigo* (Draparnaud), *Vertigo moulinsiana* (Dupuy), *Vallonia enniensis* (Gredler) i *Zonitoides nitidus* (Müller). Obecność skorupki *Perforatella bidentata* (Gmelin) znamionuje strefy zajęte przez siedliska olesowe.

Malakofauna holocenijskich osadów rzecznych związana jest głównie z facją pozakorytową. Sekwencje zespołów mięczaków występują najczęściej w sedymentach wypełniających starorzecza, a rzadziej — w profilach mad i mułków pokrywających terasy zalewowe. W pierwszym przypadku sekwencja taka rozpoczyna się fauną wodną, przechodzącą ku górze w zespoły o dominującym udziale lądowych ślimaków wilgociolubnych oraz ślimaków żyjących w wilgotnych lub średnio wilgotnych środowiskach otwartych. W drugim przypadku są to zazwyczaj fauny obejmujące gatunki mezofilne i typowe dla siedlisk niezacienionych z domieszką skorupki mięczaków wodnych.

Sekwencje zespołów mięczaków preferujących środowiska zacienione, występujące w osadach akumulowanych na obszarach o dużym stopniu zalesienia, są znajdowane najczęściej w martwicach i trawertynach, a także w utworach stokowych i wypełniających zbiorniki związane z osuwiskami oraz w facjach fluwialnych, zwłaszcza w dolinach małych rzek i potoków. W późnym glacialu i z początkiem holocenu były to fauny z *Discus ruderatus* (Ferussac), a więc z gatunkiem charakterystycznym dla klimatu kontynentalnego i lasów o typie tajgi. W skład tych zespołów wchodziły również ślimaki mezofilne o szerokim zakresie tolerancji ekologicznej oraz ślimaki żyjące w siedliskach o znacznym lub częściowym zacienieniu, takie jak: *Punctum pygmaeum* (Draparnaud), *Vitrea crystallina* (Müller), *Acicula polita* (Hartmann) i *Aegopinella pura* (Alder). Osady środkowego holocenu odznaczają się bardzo bogatymi zespołami mięczaków, obejmującymi często ponad 50 gatunków (w jednej próbie), w tym zwłaszcza ślimaki cieniolubne z rodzin *Clausillidae* i *Helicidae*. Wśród taksonów charakterystycznych na wymienienie zasługują: *Discus perspectivus* (Mühlenfeld), *Ena montana* (Draparnaud) i *Isognomostoma isognomostoma* (Schröter). W górnym holocenie fauna ta nie uległa większym zmianom i jest stwierdzana obecnie w parkach narodowych i w rezerwach przyrody. W profilach i w sekwencjach asocjacji malakologicznych bywa ona zastępowana przez zespoły odznaczające się wzrostem udziału gatunków związanych z siedliskami otwartymi lub nieznacznie zacienionymi.

Osady akumulowane w strefach niezalesionych, zarówno naturalnych środowisk stepowych jak antropogenicznie przekształconych, zawierają zespoły mięczaków tworzące sekwencje obejmujące zarówno schyłek glacialu jak też cały holocen. Zespoły te są znajdowane w glinach deluwialnych, w martwicach wapiennych, w pozakorytowych facjach fluwialnych i w profilach glebowych. Ich głównymi składnikami są ślimaki typowe dla środowisk otwartych, a także gatunki kserofilne i mezofilne. W osadach późnego vistulianu, w kilku profilach stwierdzono obecność asocjacji zdominowanych przez dwa gatunki:

Vallonia pulchella (Müller) i *Vallonia costata* (Müller), z domieszką *Pupilla muscorum* (Linnaeus) i *Nesovitrea hammonis* (Strom). Podobny typ fauny jest znajdowany w osadach dolnego holocenu i fazy atlantyckiej, jednak udział ślimaków mezofilnych jest tu zazwyczaj znacznie większy. W fazie subborealnej nastąpił wzrost znaczenia gatunków stepowych i kserofilnych, w tym: *Chondrula tridens* (Müller) i *Truncatellina cylindrica* (Ferussac), a w osadach najmłodszych pojawiły się gatunki związane bezpośrednio z antropogenicznymi zmianami.

ANTROPOGENICZNE ZMIANY FAUNY

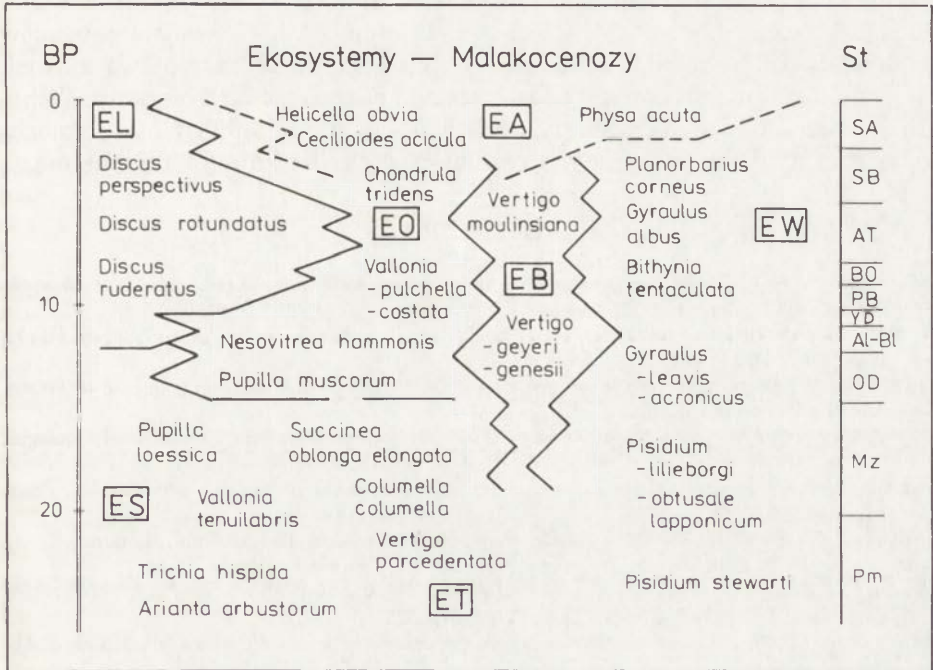
Działalność gospodarcza człowieka zapoczątkowana we wczesnym neolicie a nasilająca się stopniowo w trakcie eneolitu, okresu halsztackiego i lateńskiego oraz w czasach rzymskich i w średniowieczu, znalazła odzwierciedlenie w zmieniających się malakocenozach. Nierównomiernie postępujące wylesianie, powiększanie powierzchni upraw i pastwisk, pozyskiwanie dużych ilości drewna przyczyniło się do intensyfikacji procesów erozyjnych, a pośrednio — do zmiany warunków depozycji osadów. W fazach subborealnej i subatlantyckiej w dnach dolin następowała depozycja mad zawierających charakterystyczne zespoły mięczaków, w których zanotowane są takie zjawiska jak: kurczenie się obszarów zalesionych, rozprzestrzenianie się siedlisk wilgotnych i podmokłych, a następnie ich zanikanie powodowane wcinaniem się rzek i potoków, drenujących tereny zalewowe oraz różnicowanie się i degradację siedlisk w wyniku ich użytkownia (Alexandrowicz 1992).

Zmiany środowiska wpłynęły na rozprzestrzenianie się gatunków preferujących siedliska niezacienione oraz pojawienie się taksonów, które znalazły korzystne dla siebie biotopy w rejonach rolniczych. Są to m.in. ślimaki żyjące w szczelinach gleby, takie jak *Cecilioides acicula* (Müller) i *Oxychilus inopinatus* (Uličny) oraz wymienione już uprzednio ślimaki typowe dla środowiska stepowego. W czasach historycznych następowały migracje kolejnych gatunków ślimaków dobrze przystosowanych do życia w miastach i osiedlach a nawet wśród zakładów przemysłowych. Jako przykłady mogą tu służyć:

- *Helicella obvia* (Menke), gatunek wybitnie kserofilny, zasiedlający nasłonecznione nieużytki i siedliska zdegradowane pokryte roślinnością pionierską, takie jak nasypy kolejowe i drogowe, hałdy i opuszczone kamieniołomy (Riedel 1988),
- *Oxychilus draparnaudi* (Beck), gatunek pojawiający się głównie w miastach, zamieszkujący parki, ogrody i ruiny (Riedel 1938),
- *Physa acuta* Draparnaud, gatunek wodny tolerujący cieki i zbiorniki zanieczyszczone, rozwijający się masowo w rzekach i jeziorach przyjmujących zrzuty podgrzanych wód przemysłowych (Alexandrowicz 1992),
- *Potamopyrgus jenkinsi* (Smith), mały ślimak wodny znajdujący dogodné warunki rozwoju w zbiornikach sztucznych na obszarach zurbanizowanych, m.in. w wodach o podwyższonej mineralizacji (Strzelec 1993).

SCHEMAT TRANSFORMACJI MALAKOCENOZ

Zmiany środowiska zachodzące w ciągu ostatnich 30 tysięcy lat, a wyrażone przez transformację ekosystemów, znajdują wyraźne odzwierciedlenie w zespołach i w sekwencjach zespołów mięczaków, które kształtowały się przy udziale wzmożonej migracji wielu gatunków. Są one szczególnie wyraźnie czytelne na obszarach o zróżnicowanej rzeźbie i budowie geologicznej, m.in. w Karpatach i na Wyżynach Małopolskich (ryc. 2). W górnym vistulianie występowały tu asocjacje związane ze środowiskami stepu subarktycznego i tundry, a podrzędnie również — ze zbiornikami wodnymi istniejącymi w strefie zimnego klimatu. W schyłkowej fazie glacjału postępująca deglacjacja sprzyjała rozwojowi ekosystemów bagiennych a stopniowo postępujące ocieplanie zaznaczyło się obecnością gatunków o wyższych wymogach termicznych, migrujących głównie od wschodu. Pojawiły się także ekosystemy leśne, które na dużą skalę rozprzestrzeniły się następnie w dolnym i środkowym holocenie. Gatunki mięczaków związane z wpływami klimatu kontynentalnego, znaj-



Ryc. 2. Schemat przekształcania ekosystemów w Karpatach i na Wyżynach Małopolskich w świetle zmian zespołów mięczaków

Symbole poszczególnych ekosystemów: ET — tundra, ES — stepy subarktyczne i stepotundra, EL — obszary leśne, EO — obszary niezalesione, EB — bagna i strefy podmokłe, EW — środowiska wodne, EA — środowiska przekształcone przez człowieka; BP — wiek w tys. lat, St — symbole stratygraficzne (górny vistulian i holocen)

Scheme of the transformation of ecosystems in the Carpathians and Małopolska Upland in the light of the molluscan assemblages

Abbreviations: ET — tundra, ES — subarctic steppe and steppe-tundra, EL — forests, EO — woodless areas, EB — swamps and bogs, EW — water habitats, EA — habitats transformed by man; BP — age in 10^3 years before present, St — stratigraphic symbols (upper Vistulian and Holocene)

dowane w osadach faz preborealnej i borealnej, były z początkiem optimum klimatycznego zastępowane przez gatunki atlantyckie i zachodnioeuropejskie, a następnie przez gatunki migrujące z południa. Kolejność tych zmian odzwierciedla następstwo trzech charakterystycznych gatunków: *Discus rudtatus* (Ferussac) — *Discus rotundatus* (Müller) — *Discus perspectivus* (Mühlenfeld), stwierdzane w profilach dolnego — środkowego holocenu. Alleröd, a także początek holocenu były okresami rozwoju licznych zbiorników wodnych, które z czasem wypełniały się osadami, ulegając zwykle przekształceniu w torfowiska.

Gospodarcza działalność człowieka, zapoczątkowana pojawieniem się wczesnych kultur neolitycznych, wpływała na kurczenie się obszarów zalesionych, zastępowanych przez środowiska otwarte, a częściowo także bagienne. Efektem tych zmian była migracja gatunków bałkańskich, panońskich i pontokaspijskich. Wpływy antropogeniczne nasiliły się w czasach historycznych. Powodowały one degradację i przekształcenia naturalnych ekosystemów oraz powstawanie środowisk związanych z rozwojem rolnictwa, zabudowy, urbanizacji i uprzemysłowienia, a w końcu z zanieczyszczeniem środowiska (Alexandrowicz 1993). Etap ten zaznaczył się migracją i rozwojem gatunków synantropijnych, a zarazem ubożeniem fauny. Opisane następstwo zjawisk pociągnęło za sobą przemiany ekosystemów i poszczególnych biocenoz. Wchodzące w ich skład malakocenozy, zachowane w stanie subfosylnym, umożliwiają odczytywanie omówionych przemian w skali lokalnej i regionalnej.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Kwart. AGH, Geologia, 12, 1-2.
- 1989, *Zespoły mięczaków w późnoczwartorzędowych osadach jeziornych północnej Polski*, Studia i Mat. Oceanol., 56.
- 1991, *Malakofauna utworów lessowych w Polsce*, (w:) *Podstawowe profile lessów w Polsce*, UMCS-KBCz PAN, Lublin.
- 1992, *Malakofauna i zmiany środowiska południowej Polski w holocenie*, Kwart. AGH, Geologia, 18, 3.
- 1993, *Malakologiczne wskaźniki zmian i antropogenicznej degradacji środowiska*, Prace Mineral. PAN, 83.
- Birks H. J. B., Birks H. H., 1980, *Quaternary palaeocology*, Arnold Ltd. Publ., London.
- Evans J. G., 1972, *Land snails in archaeology*, Seminar Press, London.
- Hässlein L., 1966, *Die Molluskengesellschaften des Bayerischen Waldes und des anliegenden Donautales*, Ber. Nat.-Forsch. Ges., Augsburg, 20.
- Körnig G., 1966, *Die Molluskengesellschaften des mitteleuropäischen Hügellandes*, Malakol. Abhandl., 2, 1.
- Ložek V., 1964, *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*, Rozpr. Ustr. Ust. Geol., 31.
- 1965, *Das Problem der Lössbildung und die Lössmollusken*, Eiszeit und Gegenwart, 16.
- Puissegur J. J., 1978, *Les mollusques des series loessiques a Achenheim*, Recher. Geogr. Strassb., 7.
- Riedel A., 1988, *Ślimaki lądowe — Gastropoda terrestria*, Katalog Fauny Polski, 36, 1.
- Strzelec M., 1993, *Ślimaki antropogenicznych zbiorników wodnych Górnego Śląska*, Prace Nauk. Uniw. Śl., Gliwice.
- Trojan P., 1975, *Ekologia ogólna*, PWN, Warszawa.

CZŁOWIEK — ROLNIK I PASTERZ WKRACZA W KARPATY

MAN — FARMER AND SHEPHERD —
ENTERS THE CARPATHIANS

JAN MACHNIK

Instytut Archeologii i Etnologii PAN — Oddział w Krakowie
31-016 Kraków, ul. Sławkowska 17

Abstract. Contrary to the common opinion the first farmers entered the Carpathians very early — by the end of the 4th or 3rd millennium BC. It was possible due to a new, slash-and-burn, agrarian system — very destructive to the primary environment — the system which was disseminated by people of the Funnel Beaker Culture in vast areas of Europe. Presence of the people of this culture has recently been stated in certain regions of the Carpathian uplands. These people managed plateaus and the upper parts of ridges and hills of the uplands. Because of the human activity these parts had to have been deforested in a large extent. Shepherds of the Corded Ware Culture, who had left behind numerous burial-mounds (kurgans) located exclusively at the plateaus of the ridges of the typical heights of 350-450 m a.s.l., benefited from that already in the 3rd millennium BC. A particularly large number of kurgans are preserved in the Slovak part, at the Topola, Ondawa and Laborec rivers. These kurgans are subjected to the mutual Polish-Slovak archaeological investigations carried out under the interdisciplinary research programme. Abandonment of the upper zone of the Carpathian uplands and the descend in the valleys on the floodplains seems to have taken place in the late Bronze and Iron epochs when other agrarian methods and more advanced tools came into being.

Istnieje dość powszechne mniemanie, także w środowiskach naukowych, że Karpaty zostały stosunkowo późno skolonizowane przez rolników lub pasterzy — najwcześniej w średniowieczu, kiedy to ukazały się pierwsze wzmianki w źródłach pisanych o zakładanych tam miastach i wsiach (Czajkowski 1992).

Wejście człowieka na stałe w Karpaty stało się według takiego poglądu możliwe z chwilą pojawienia się odpowiednich narzędzi rolniczych i bardziej rozwiniętych metod agrarnych (np. wprowadzenie płodozmianu). Wtedy też mogły się rozpocząć poważniejsze, antropogenne przeobrażenia w środowisku naturalnym Karpat. Było to natomiast niemożliwe w czasach, kiedy system upraw i narzędzia były prymitywne, ludzie relatywnie mało, a człowiek mógł jeszcze swobodnie dokonywać wyboru środowiska zapewniającego optymalne warunki dla praktykowanej przez siebie gospodarki. Jakby potwierdzeniem

zasadności takiego poglądu stały się odkrycia osiedli najstarszych rolników — kopieniaczy z V tysiąclecia BC występujących jedynie na najżyźniejszych ziemiach (płaty lessów) progu karpackiego, w dolinach Raby, Wisłoka i Sanu (Valde-Nowak 1988). Pojedyncze zabytki z tych czasów znajdujące tu i ówdzie w bardziej górnym biegu tych rzek traktuje się na ogół jako ślady przechodzenia tych rolników przez Karpaty z ich “kolebki” w dorzeczu Cisy i środkowego Dunaju na północ, do małopolskiej ekumeny lessowej.

Tymczasem od dawna były znane z szerokiej strefy pogórzy karpackich, zwłaszcza z przedpola Beskidu Niskiego i Bieszczadów liczne, przypadkowo odkryte toporki kamienne, krzemienne siekiery i inne narzędzia z tego surowca, pochodzące głównie z III i II tysiąclecia BC. (Machnik 1961). Zdecydowana większość z nich należy do pasterskiej, jak się obecnie przyjmuje, ludności kultury ceramiki sznurowej. Charakter gospodarki tych ludzi miał stanowić jakby wytłumaczenie ich tam obecności — chociaż skądinąd wiadomo, że pogórza karpackie ze swymi niedużymi wysokościami (Klimaszewski, Starkel 1972) nie mogły w wymienionym okresie klimatu subborealnego stanowić same przez się naturalnych warunków (w postaci hal czy połonin) szczególnie dogodnych dla pasterstwa. Przed ingerencją człowieka musiały bowiem być porośnięte pierwotną puszczą.

Sygnalizowana przez paleobotaników, poczynając od lat 60., obecność śladów upraw zbożowych w różnych częściach Karpat co najmniej od okresu subboreału nie znajdowała początkowo u archeologów należytego oddźwięku. Nabrała ona odpowiedniego znaczenia dopiero wówczas, gdy wzorem innych obszarów Małopolski także w Karpatach z początkowano w latach 70. na szeroką skalę systematyczne archeologiczne badania powierzchniowe, metodą tzw. Archeologicznego Zdjęcia Polski (Machnik 1988). Badania te dały równocześnie początek szerokiemu, interdyscyplinarnemu programowi zmierzającemu do odtworzenia procesu zasiedlenia Karpat przez najstarszych rolników i pasterzy oraz do prześledzenia skutków ich osadniczej i gospodarczej działalności w środowisku przyrodniczym (Machnik 1993). Ważnym momentem w kształtowaniu tego programu było rozpoczęcie w Karpatach w połowie lat 80. nowoczesnych badań kurhanów, tzn. ziemnych mogił, należących do wspomnianej już pasterskiej ludności kultury ceramiki sznurowej (Machnik 1992). Są one nie tylko potwierdzeniem względnie długotrwałej obecności ich budowniczych na pogórzach karpackich, ale jak się okazało, badanie tych kurhanów rzuca odpowiednie światło także na charakter gospodarki ludzkiej w okresie bezpośrednio poprzedzającym ich usypanie. Kurhanów takich w polskiej części pogórzy karpackich, od dawna odlesionych i rolniczo uprawianych, zachowało się stosunkowo niewiele. Zostały po prostu rozorane. Pozostałościami po nich są najprawdopodobniej także liczne “łuźno” znajdujące, wspomniane już toporki kamienne. Natomiast po stronie słowackiej, na zalesionej i słabo zaludnionej Vrchovinie Ondavskiej i Laboreckiej zarejestrowano ich setki (Budinsky-Krička 1967), a trzeba liczyć się z tysiącami.¹

Bardzo istotne jest już samo położenie tych mogił. Występują one wyłącznie na wierzchołkach wzniesień o wysokości przeważnie 350–450 m n.p.m., ciągnąc się wzdłuż ich osi na przestrzeni niekiedy kilku kilometrów, pojedynczo lub w małych skupiskach oddalonych od siebie najczęściej o 200–300 m. Są to pomniki ziemne (fot. 1), dziś dochodzące wprawdzie do wysokości tylko 2 m — przy średnicy zwykle kilkunastu metrów — pierwotnie osiągające jednak wysokość około 4 m. Do budowy każdego z takich kurhanów musiano



Fot. 1. Jeden z kurhanów w lesie koło Brestova, okręg Humenne (NE Słowacja)

One of the kurgans in the forest near Brestov, Humenne region (SE Slovakia)

użyć 70–90 m³ ziemi pobranej z najbliższego otoczenia. Kurhany zostały niewątpliwie usypane w strefie działalności osadniczej i gospodarczej ich budowniczych, czyli ludności kultury ceramiki sznurowej.

Budowa kurhanów była możliwa i miała sens jedynie na przestrzeni pozbawionej lasu. Kto więc “oczyścił” z drzew całe wierzchołki wzniesień, umożliwiając na znacznej, często wielohektarowej przestrzeni usypanie mogił ziemnych? Jest mało prawdopodobne, aby uczynili to sami budowniczyowie mogił, tzn. pasterze kultury ceramiki sznurowej. Ostatecznie nie można tego całkowicie wykluczyć, jednakże ostatnie wyniki badań terenowych w Karpatach wskazują dobitnie, że ludność wymienionej kultury nie była bynajmniej pionierami na tym obszarze. Już w czasie badań kurhanów, zarówno

¹ Można przyjmować takie liczby na podstawie ostatniej weryfikacji prowadzonej w rejonach odkrytych wcześniej kurhanów w dorzeczach Topli, Ondawy i Laborca.



na północnym przedpolu Beskidu Niskiego (Gancarski, A. J. Machnikowie 1990 por. s. 119, ryc. 12), jak też wcześniej w dorzeczu Topli i Ondawy (Budinsky-Krička 1967, por. tab. VIII 1-3 i XXVI 5) znaleziono w ich obrębie przedmioty nie należące do kultury ceramiki sznurowej, lecz starsze od niej, najpewniej zredeponowane wraz z ziemią zebraną do budowy tych mogił. A zatem gdzieś w pobliżu kurhanów musiały znajdować się pozostałości osiedli lub obozowisk należące do wcześniejszych na tym terenie osadników. Potwierdziły to wkrótce systematyczne badania terenowe na Pogórzu Strzyżowskim (ryc. 1) i Dynowskim², które wykazały obecność tam dość licznych stanowisk kultury pucharów lejkowatych, poprzedniczki kultury ceramiki sznurowej (Gancarski, A. J. Machnikowie 1990, s. 100, ryc. 2, s. 21, ryc. 13). Ponadto stwierdzono, że stanowiska te ulokowane są najczęściej w wyższej strefie pogórza, w górnych partiach stoków wzniesień i garbów (ryc. 1), często także na ich wierzchołkach, w niedużej odległości od kurhanów kultury ceramiki sznurowej. Podobne położenie mają ostatnio odkrywane (w ramach wspólnych polsko-słowackich badań) liczne stanowiska późnoeolityczne w dorzeczu Topli, np. w rejonie tzw. Kurimskiej Brazdy, wśród których występują także pozostałości osiedli i obozowisk kultury pucharów lejkowatych (Machnik, Maćala 1992). Jest to niezmiernie ważne odkrycie. Z ludnością kultury pucharów lejkowatych, zajmującą znaczne obszary Europy, wiąże się bowiem rozpowszechnienie na przełomie IV i III tysiąclecia BC wypaleniskowego systemu agrarnego, połączonego z rozwiniętą hodowlą bydła rogatego, kóz i owiec. Był to system wyjątkowo represyjny w stosunku do środowiska naturalnego, doprowadzający jak dowodzą liczne dane archeologiczne i przyrodnicze, do poważnego (w ciągu wielu setek lat jego stosowania) wytrzebienia lasów, np. na wyżynach lessowych Małopolski czy na Wyżynie Lubelsko-Wołyńskiej (Kruk 1973, 1980). Mówi się nawet o możliwości wystąpienia około połowy III tysiąclecia BC swoistego kryzysu ekologicznego i gospodarczego na tych terenach, wywołanego czynnikami antropogenicznymi (Kruk 1993). Być może,

Ryc. 1. Topograficzne położenie późnoeolitycznych stanowisk archeologicznych na garbach w południowej części Pogórza Strzyżowskiego

1 — badane osady kultury pucharów lejkowatych, 2 — domniemane osady kultury pucharów lejkowatych, 3 — pojedyncze zabytki późnego neolitu, 4 — kurhany kultury ceramiki sznurowej, 5 — zniszczone kurhany kultury ceramiki sznurowej, 6 — badane paleobotanicznie torfowisko w Tarnowcu

Location of the late Neolithic archaeological sites on the ridges in the southern part of the Strzyżów Upland

1 — studied deposits of the Funnel Beaker Culture, 2 — assumable deposits of the Funnel Beaker Culture, 3 — singular monuments of the late Neolithic period, 4 — kurgans of the Corded Ware Culture, 5 — devastated kurgans of the Corded Ware Culture, 6 — studied palaeobotanical peatbog in Tarnowiec

² Dowiodły tego badania powierzchniowe prowadzone na Pogórzu Dynowskim, głównie przez prof. Marka Gedla, których wyniki referowane były przez niego na posiedzeniu naukowym Komisji Archeologicznej Odziału PAN w Krakowie w dniu 13 stycznia 1994 r.

ze właśnie w wyniku tego kryzysu rolnicza ludność kultury pucharów lejkowatych wkroczyła także w nienaruszone dotąd połacie leśne pogórzy karpackich. Równocześnie nic nie wskazuje na to, aby na nowo opanowanych obszarach stosowała ona jakiś zasadniczo odmienny system agrarny niż na wyżynach lessowych. Warunki w tej części niskich Karpat były wystarczająco korzystne dla ekstensywnych upraw zbożowych, właśnie metodą wypaleniskową. Suche lasy typu grądowego na wierzchowinach wzniesień doskonale się do tego nadawały, zaś korzystne warunki mikroklimatyczne (jako wynik inwersji powietrza) oraz hydrologiczne (liczne źródła i płytki poziom wody gruntowej) panujące w tej strefie krajobrazowej sprzyjały osadnictwu ludzkiemu.

Gęstość zaludnienia w okresie kultury pucharów lejkowatych w Karpatach była zapewne niższa niż np. na wyżynach lessowych Małopolski, a okres jej obecności tam był może także krótszy. Tym niemniej skutki działalności gospodarczej musiały być podobne, zważywszy na stosunkowo niewielki obszar zajęty przez nią w Karpatach (obejmujący jak się wydaje tylko niektóre rejony pogórzy), jak również na gorsze od lessów małopolskich gleby, wymagające częstszego pozyskiwania wzbogaconych popiołem nowin pod uprawy zbóż. Częstsza więc niż gdzie indziej ich rotacja dawała zapewne podobne skutki, jeśli chodzi o przestrzenny zakres niszczenia lasu, którego sukcesję hamowały ponadto wypasy bydła, kóz i owiec.



Fot. 2. Kurhan kultury ceramiki sznurowej w Brestovie przed rozpoczęciem badań wykopaliskowych

Kurgan of the Corded Ware Culture in Brestov before the archeological excavation

Kończąc te krótkie rozważania można powiedzieć, że pierwszy rolnik wkroczył na dłuższy okres w niektóre rejony pogórzy karpaccich, zarówno w dorzeczu górnej Wisły i górnego Dniestru, jak też górnej Cisy pod koniec IV, a na pewno już w pierwszej połowie III tysiąclecia BC. Umożliwił mu to dopiero wypaleniskowy system agrarny, dla którego te obszary stwarzały wystarczająco korzystne warunki. W wyniku odpowiednio długotrwałej eksploatacji gospodarczej, obejmującej przede wszystkim wyższą strefę pogórskiego krajobrazu, doszło tam do znacznych, trwałych odlesień, co stworzyło dobre warunki do wypasu większych stad bydła, kóz, owiec. Wykorzystywały to także w pełni grupy pasterzy kultury ceramiki sznurowej, sukcesorzy na tych i innych obszarach (także na wyżynach lessowych), ludności kultury pucharów lejkowatych, które opanowały w drugiej połowie III tysiąclecia BC otwarte wierzchowiny garbów pogórzy, pozostawiając po sobie przede wszystkim liczne mogiły ziemne (fot. 1, 2). Ich długotrwała obecność na tych wierzchowinach, bo do początku II tysiąclecia BC, petryfikowała przez dłuższy czas stan odlesienia, umożliwiając utrzymywanie się tam działalności gospodarczej jeszcze w głąb epoki brązu, przynajmniej do połowy II tysiąclecia BC. Dopiero po tym okresie, wprowadzenie zapewne nowych metod upraw i doskonalszych narzędzi pracy pozwoliło rolnikowi przenieść swą główną aktywność gospodarczą (a tym samym i osadniczą) w doliny, na terasy nadrzeczne, zaś zbiorowiskom leśnym opanować powtórnie wierzchowiny garbów i wzniesień rozległych połąci pogórzy.

LITERATURA

- Budinský-Krička V., 1967, *Východoslovenské mohyly*, Slov. Archeol., XV-2, s. 277, 388.
- Czajkowski J., 1992, *Dzieje osadnictwa historycznego na Podkarpaciu i jego odzwierciedlenie w grupach etnograficznych*, (w:) *Lemkowie w historii i kulturze Karpat, część I*, Spotkania, Rzeszów, 27-166.
- Gancarski J., Machnikowie A.J., 1990, *Kurhan B kultury ceramiki sznurowej we wsi Bierówka, gmina Jasło w woj. krośnieńskim*, Acta Archaeol. Carpath., XXIX, 99-124.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972, *Karpaty Polskie (w:) Geomorfologia Polski I*, PWN, Warszawa, 21-115.
- Kruk J., 1973, *Studia osadnicze nad neolitem wyżyn lessowych*, Ossolineum, Wrocław.
- 1980, *Gospodarka w Polsce południowo-wschodniej w V-III tysiąclecia p.n.e.*, Ossolineum, Wrocław.
- 1993, *Rozwój społeczno-gospodarczy i zmiany środowiska przyrodniczego wyżyn lessowych w neolicie (4800-1800 bc)*, Spraw. Archeol., XLV, 7-77.
- Machnik J., 1960, *Ze studiów nad kulturą ceramiki sznurowej w Karpatach Polskich*, Acta Archaeol. Carpath., II, 55-86.
- 1989, *Wyniki najnowszych badań archeologicznych w Karpatach Polskich oraz ich znaczenie dla innych dyscyplin naukowych*, Roczn. Oddziału PAN w Krakowie za rok 1988, 83-104.
- 1992, *Aus den Forschungen über die Schnurkeramikultur auf dem nördlichen Vorfeld des Niederen Beskid*, Acta Archaeol. Carpath., XXI, 79-90.
- 1993, *Polsko-słowackie i polsko-ukraińskie badania archeologiczne w Karpatach*, Prace Komisji Środkowoeuropejskiej PAU, Kraków, 9-21.

- Machnik J., Maćala P., 1992, *Pierwsze słowacko-polskie badania archeologiczne na południowym przedpolu Beskidu Niskiego*, Acta Archaeol. Carpath., XXXI, 147-150.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1968, *Ślady osadnictwa prahistorycznego w diagramach pyłkowych z terenu Polski*, Folia Quatern., XXIX, 163-182.
- Valde-Nowak P., 1988, *Etapy zasiedlenia Karpat Polskich w neolicie i na początku epoki brązu*, Ossolineum, Wrocław.

“CZARNE DĘBY” — DENDROCHRONOLOGIA I FAZY AKUMULACJI PNI W DOLINIE WISŁY

“BLACK OAKS” — DENDROCHRONOLOGY AND PHASES OF ACCUMULATION OF TRUNKS IN THE VISTULA VALLEY

MAREK KRAPIEC

Katedra Stratygrafii i Geologii Regionalnej AGH
30-059 Kraków, A. Mickiewicza 30

Abstract. The studies on the subfossil oaks were started in Poland, in the Department of Stratigraphy and Regional Geology, University of Mining and Metallurgy in Cracow in 1987. In the first period of investigations three regional chronologies, dated absolutely on the base of Backer's standard were elaborated. These are: VISTULA 1 (474 BC-304 AD), STANDARD 1 (261-823 AD) and VISTULA 2 (1100-1529 AD). For the older phases of the Holocene a series of floating chronologies were defined by the curve fitting method: 7222-6780 cal BC, 1779-1244 cal BC, 817-983 cal BC. Next floating chronologies were dated on the basis of one or two radiocarbon analyses: 6678-6450 cal BC, 3385-3250 cal BC, 3168-2980 cal BC, 1300-1157 cal BC and three chronologies of the period of 1030-550 cal BC (Krapiec 1992). Filling of the gap in the chronologies became possible thanks to the discovery of several tens of oak trunks in Kujawy near Kraków which had been fallen in the 11th and 12th centuries. The trunks from Kujawy (chronology KUAA1) and Branice (chronology BA3) determine regional chronology CRACOVIA 1 (Fig. 1). Chronology CRACOVIA 1 was absolutely dated for 729-1141 AD based on the cross dating with the chronology STANDARD 1 ($t = 3.6$) and based on the chronologies from the neighbouring territories: i.e. Gniezno ($t = 4.3$), southern Germany ($t = 3.8$), Wolin ($t = 2.9$) (Fig. 2). As a result a continuous dendrochronological scale which includes 2003 years: 474 BC-1529 AD (Fig. 3) was obtained. There is a very large similarity of the southern Poland chronology of “black oaks” to the chronologies of southern Germany ($t = 10-12$) and somewhat smaller to the northern Poland chronologies ($t = 4-4.5$) (Fig. 4). The chronology of “black oaks” has a differentiated range, defined as a possibility of correlation of the scales of the length of 150-200 years, determined on the base of a number of curves. This range is ca. 300-350 km in northern direction and ca. 600 km in western direction. This provides the evidence that 3 regional chronologies should be developed for Poland.

The floating chronologies compiled up to the present show that there is a possibility of extending the southern Poland standard up to ca. 1750 BC. Thanks to the recently elaborated dendrochronological scale WAA4 from Wolica near Kraków the chronology including 2900-2600 BP (Fig. 5) have been compiled. This chronology defines the oldest interval of the Halstadt period and correlates with the chronology from Grabie (1779-1244 cal BC). Results of dendrochronological datings indicate that falling

down the trees in river valleys was not a uniform process. Phases of trunk accumulation from the older stages of the Holocene, dated for 6800–6450 BC, 3300–3000 BC and 1500–1300 BC, indicate a significant coincidence with the phases of intensified fluvial activity. For the period of the last 2500 year, a detailed reconstruction of frequency of germination and falling down trees (Fig. 6) was possible. When analyzing their distribution one can suppose that a climatic factor which had dominated in the older phases of the Holocene was, to a large degree, stimulated by a human activity during the last two thousand years.

WSTĘP

W Europie Środkowej często występują w holocenijskich osadach aluwialnych subfosylne pnie dębów, ze względu na zabarwienie nazywane w Polsce “czarnymi dębami”. Czarna barwa pni jest wynikiem reakcji jaka zachodzi pomiędzy występującą w drewnie dębowym taniną a związkami żelaza rozpuszczonymi w wodzie (Krzysik 1978). Intensywność zabarwienia subfosylnych dębów z doliny Wisły zależy głównie od czasu zalegania w osadzie. Pewien wpływ ma również głębokość pogrzebania oraz rodzaj osadu. Subfosylne pnie dębów należą do nierozróżnialnych na podstawie budowy anatomicznej drewna dwóch gatunków dębów: *Quercus robur* i *Q. petraea*.

Czarne dęby były znane i wykorzystywane od dawna. Dowodem na to może być fakt wykorzystania drewna czarnego dębu w wale wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie. Począwszy od XVIII wieku stanowiły one poszukiwany materiał stosowany do wyrobu mebli (m. in. znanych szaf gdańskich). Od XIX wieku były one również często opisywane (literatura cytowana w Kalicki, Krąpiec, w druku, a). Przypisywano im różny wiek, od wczesnoholocenijskiego po atlantycki. W momencie wprowadzenia datowań radiowęglowych okazało się, że pnie te reprezentują różny wiek i pochodzą z całego okresu holocenijskiego.

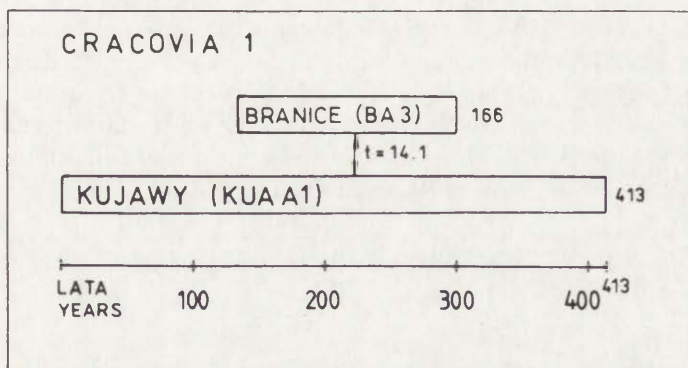
W latach 50.(60.) w Niemczech i Irlandii Północnej rozpoczęto systematyczne badania dendrochronologiczne subfosylnego drewna. Również w Polsce, w związku z intensyfikacją badań osadów holocenijskich, przejawiano zainteresowanie metodą dendrochronologiczną. Wychodząc naprzeciw zapotrzebowaniu na tego typu analizy w 1987 r. w Katedrze Stratygrafii i Geologii Regionalnej AGH rozpoczęto systematyczne badania dotyczące “czarnych dębów” z doliny Wisły. Celem tych prac była konstrukcja skal dendrochronologicznych, przydatnych do datowania drewna dębowego z południowej Polski. Odwrotnie niż w klasycznym schemacie postępowania, w pionierskim etapie badań analizy rozpoczęto od subfosylnych pni, a nie od drzew rosnących współcześnie. W pierwszym etapie prac na podstawie jednowiekowych pni zestawiano chronologie lokalne, datowane następnie metodą radiowęglową. Chronologie te zestawiano w skale regionalne. Po przeanalizowaniu ponad 500 subfosylnych pni możliwe było zdefiniowanie większości skal z ostatnich 2500 lat (Krąpiec 1992). Utworzono na ich podstawie trzy, bezwzględnie datowane na podstawie południowoniemieckiego standardu Beckera (1981), chronologie regionalne: VISTULA 1 (474 BC–304 AD), STANDARD 1 (261–823

AD) i VISTULA 2 (1100–1529 AD). Dla starszych faz holocenu zdefiniowano szereg skal względnych (tzw. pływających) datowanych metodą dopasowania krzywych: 7222–6780 cal BC, 1779–1244 cal BC, 817–983 cal BC, lub na podstawie 1–2 analiz radiowęglowych: 6678–6450 cal BC, 3385–3250 cal BC, 3168–2980 cal BC, 1300–1157 cal BC oraz trzy chronologie z okresu 1030–550 cal BC (Krapiec 1992).

Prowadzone w ostatnich dwóch latach badania pozwoliły na wypełnienie luki w chronologiach obejmującej okres wczesnośredniowieczny oraz zdefiniowanie skal dla najstarszego przedziału okresu halsztackiego. Dzięki nowym wynikom możliwe było również uszczegółowienie datowania faz akumulacji dębów w dolinie Wisły.

CHRONOLOGIE WCZESNOŚREDNIOWIECZNE

Zestawione bezwzględnie datowane skale dendrochronologiczne definiowały okres ponad 1700 lat, z wyjątkiem okresu 823–1100 AD. Z tego przedziału czasu pochodziła chronologia BA3 z Branic licząca 166 lat, datowana metodą dopasowania krzywych na 817–983 cal AD. W celu wypełnienia wspomnianej luki obejmującej okres wczesnośredniowieczny, oprócz subfosalnych pni dębów rozpoczęto również gromadzenie materiałów z wykopalisk archeologicznych. Ponieważ w okolicach Krakowa średniowieczne drewno dębowe występuje sporadycznie, zdecydowana większość próbek została pobrana z terenu Dolnego Śląska. Równolegle prowadzone systematyczne poszukiwania pni czarnych dębów z tego okresu zakończyły się sukcesem. W osiedlu Kujawy (Kraków-Nowa Huta) rozpoczęto budowę oczyszczalni ścieków, której towarzyszyły zakrojone na szeroką skalę prace ziemne. W ciągu dwóch sezonów wydobyto

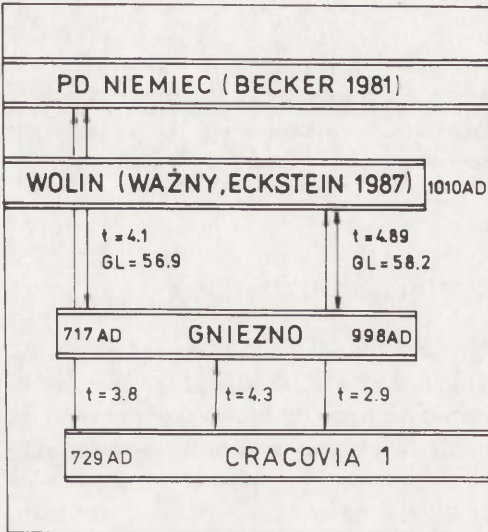


Ryc. 1. Korelacja skal dendrochronologicznych z Kujaw koło Krakowa (KUAA1) i Branic (BA3) tworzących chronologię CRACOVIA 1. Wartość t obliczono według algorytmu zaproponowanego przez Baillie i Pilchera (1973). Jest ona zależna od wartości współczynnika korelacji oraz ilości wspólnych słoików w analizowanych ciągach. Dla równowiekowych sekwencji słoików zwykle $t > 3,5$

Correlation of the dendrochronological scales from Kujawy near Kraków (KUAA1) and Branic (BA3) forming chronology CRACOVIA 1. The value of t was calculated according to the algorithm suggested by Baillie and Pilcher (1973). It depends on correlation coefficient and a number of common tree rings in the analyzed series. For the equal-age series of tree rings usually $t > 3.5$

tam z osadów aluwialnych Wisły ponad 80 pni czarnych dębów. Zdecydowaną większość wśród nich stanowiły wiekowe, niekiedy ponad 300-letnie dęby powalone przez rzekę w XI i na początku XII wieku. Na podstawie najlepiej skorelowanych 38 krzywych zestawiono chronologię KUAA1, liczącą 413 lat (Kalicki, Krąpiec 1992, Fig. 40). Chronologia ta charakteryzuje się bardzo dużym podobieństwem do wcześniej wspomnianej chronologii BA3 z Branicy. Krzywe wchodzące w skład wyżej wymienionych skal stanowiły podstawę wyznaczenia chronologii regionalnej CRACOVIA 1 (ryc. 1).

Bezwzględne datowanie skali CRACOVIA 1 wykonano na podstawie skal standardowych z obszarów sąsiednich (ryc. 2) oraz datowania pomostowego z chronologią STANDARD 1 ($t = 3,6$). CRACOVIA 1 wykazuje największą zbieżność do skali gnieźnieńskiej ($t = 4,3$) i skali południowoniemieckiej Beckera ($t = 3,8$). Natomiast podobieństwo skali CRACOVIA 1 do chronologii z północnych rejonów kraju (tj. Pomorza Gdańskiego i osady Wolin) jest niewielkie. Przeprowadzone korelacje pozwalają datować chronologię CRACOVIA 1 na lata 729–1141 AD. Datowanie to zostało potwierdzone przez korelację z ostatnio opracowaną skalą wrocławską ($t = 8,9$), datowaną niezależnie na podstawie chronologii Hollsteina i Beckera (Krąpiec 1993).



Ryc. 2. Bezwzględne datowanie chronologii CRACOVIA 1 na podstawie standardów dendrochronologicznych z obszarów sąsiednich

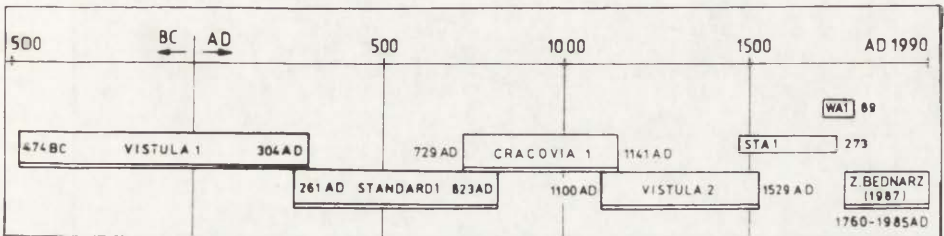
Absolute dating of chronology CRACOVIA 1 based on dendrochronological standards from the neighbouring territories

Opracowanie bezwzględnych chronologii wczesnośredniowiecznych stworzyło możliwość oceny dokładności wcześniejszego datowania metodą dopasowania krzywych, skali BA3 z Branicy (Krąpiec 1992). Datowanie z błędem wynoszącym 45 lat (983 cal AD, wiek dendrochronologiczny 1028 AD) należy uznać za poprawne, biorąc pod uwagę, iż pojedyncze datowania radiowęglowe miały błędy pomiarowe ± 100 lat.

POŁUDNIOWOPOLSKA CHRONOLOGIA STANDARDOWA "CZARNYCH DĘBÓW" (474 BC–1529 AD)

Zdefiniowanie chronologii CRACOVIA 1 pozwoliło na wypełnienie luki w skalach czarnych dębów z ostatnich 2500 lat (ryc. 3). W rezultacie powstała ciągła sekwencja dendrochronologiczna obejmująca 2003 lata od 474 BC do 1529 AD. W chronologii tej notowane są dwa krótkie okresy nakładania się

skal regionalnych, około 250–300 AD i 1100–1140 AD. Drugi z wspomnianych okresów może być traktowany tylko formalnie, ponieważ z tego przedziału czasu zostały opracowane liczne skale na podstawie drewna archeologicznego, wykazujące bardzo wysoką zbieżność z chronologią czarnych dębów. Inaczej przedstawia się sytuacja w latach 250–300 AD. Jest to okres, z którego drewno rzadko występuje w całej Europie Środkowej. W ciągu ostatnich trzech lat natrafiono na kolejne dwa pnie z tego czasu, które niestety nie wydłużyły istniejących skal, ale potwierdziły ich poprawne zestawienie. Prawidłowe zdefiniowanie chronologii “czarnych dębów” w tym okresie jest ponadto potwierdzone przez dwa niezależne standardy południowoniemieckie Beckera (1981) i Hollsteina (1980).

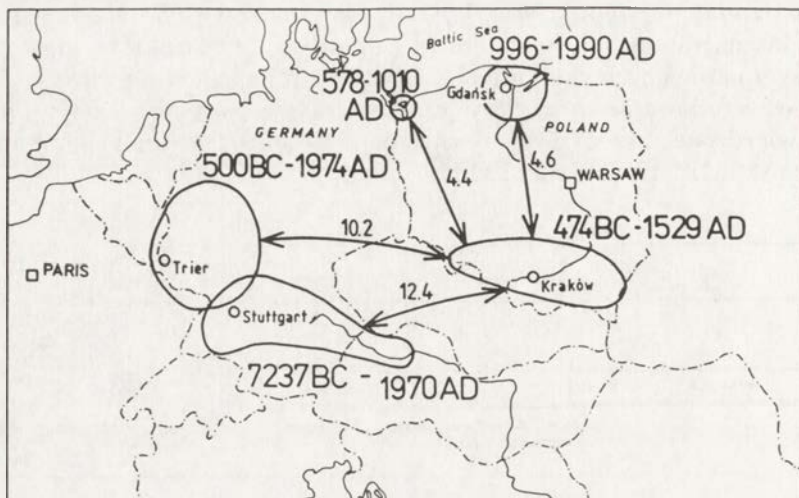


Ryc. 3. Bezwzględnie datowane chronologie “czarnych dębów” z południowej Polski z okresu 500 BC-1990 AD. Zaznaczono również skalę dendrochronologiczną zestawioną na podstawie dębów rosnących z Puszczy Niepołomickiej (Bednarz 1987) oraz dwie chronologie “pływające” z XVI-XVII (?) wieku

Absolutely dated chronologies of “black oaks” from southern Poland of the period of 500 BC-1990 AD. The dendrochronological scale compiled on the base of the oaks growing in the Niepołomice Forest (Bednarz 1987) as well as two floating chronologies of the 16th-17th (?) centuries are also marked in the Figure

Opracowana 2003-letnia chronologia południowopolska została porównana z innymi chronologiami europejskimi (ryc. 4). Wykazuje ona najwyższe podobieństwo do chronologii południowoniemieckich: Beckera ($t = 12,4$) i Hollsteina ($t = 10,2$). Mniejszą zbieżność notuje się w stosunku do chronologii z północnego Bałtyku (t około 4,5). Taki układ podobieństwa skal determinuje potrzebę konstrukcji w Polsce, podobnie jak w Niemczech, oddzielnych skal standardowych dla północnych, środkowych i południowych rejonów kraju. W środkowej i północnej Polsce, w odróżnieniu od Polski południowej gdzie podstawą badań są pnie czarnych dębów, podstawowym materiałem badawczym jest drewno dębowe z wykopalisk archeologicznych i obiektów architektury. Badania prowadzone w północnej Polsce przez Ważnego (1990) i centralnej Polsce (m. in. Wielkopolska i Mazowsze) przez autora pozwoliły na wyznaczenie zasięgu standardu południowopolskiego. Okazuje się, iż datowanie odpowiednio długich ponad 100-letnich sekwencji, ze stanowisk odległych do 150–200 km od obszaru obowiązywania standardu, w zdecydowanej większości przypadków nie sprawia kłopotów. Datowanie pojedynczych krzywych z obszarów bardziej oddalonych (Wielkopolski i Mazowsza) jest trudne, nie ma natomiast problemu z datowaniem chronologii wyznaczonych na podstawie kilku-

kilkunastu krzywych. W tym sensie zasięg standardu w kierunku północnym można określić na 300–350 km, w kierunku zachodnim jest on o wiele większy i wynosi nawet do 600 km. Ze względów praktycznych, najkorzystniejszym rozwiązaniem jest zdefiniowanie odpowiednio licznej sieci chronologii lokalnych, z różnych okresów, które pozwalają na bezproblemowe datowanie,



Ryc. 4. Korelacja południowopolskiej chronologii "czarnych dębów" (474 BC-1529 AD) ze standardami: Beckera (7237 BC-1970 AD) i Holsteina (500 BC-1974 AD) oraz chronologiami opracowanymi przez Ważnego z osady Wolin (578–1010 AD) i Pomorza Gdańskiego (996–1990 AD)
Correlation of the southern Poland chronologies of "black oaks" (474 BC-1529 AD) with the standards of: Becker (7237 BC-1970 AD) and Hollstein (500 BC-1974 AD) and with the chronologies elaborated by Ważny from Wolin (578–1010 AD) and Pomerania (996–1990 AD)

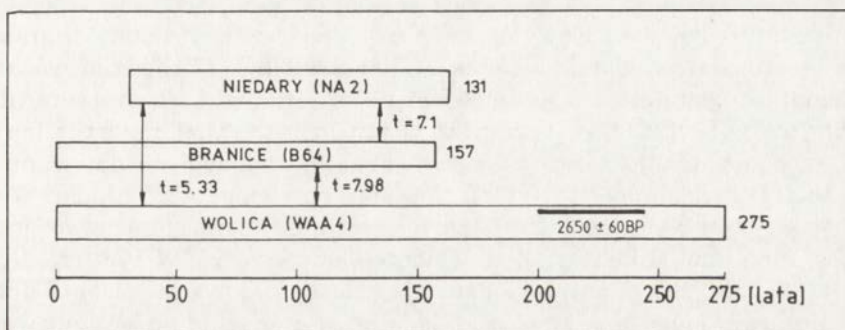
a także na identyfikację miejsca pochodzenia drewna. Jest to szczególnie istotne w przypadku dębowych zabytków sztuki: podobrazy, boazerii, mebli i innych. Począwszy od XIII–XIV wieku Polska była liczącym się w Europie importerem wysokiej jakości drewna dębowego. Dobrą ilustracją tego procesu jest wysoka zbieżność skal opracowanych w Europie Zachodniej, m. in. w Anglii (Fletcher 1977) i w Holandii (Eckstein i inni 1975) z południowopolską chronologią czarnych dębów. Wspomniane chronologie zachodnioeuropejskie niewątpliwie zdefiniowano na podstawie drewna pochodzącego z terenu Polski.

CHRONOLOGIE HALSZTACKIE

W Europie Środkowej przez długi czas niemożliwe było zestawienie skal dla okresu halsztackiego. Zadanie to było przedmiotem współzawodnictwa głównych laboratoriów dendrochronologicznych w Europie. W 1980 r. Hollstein opublikował dane liczbowe swojej chronologii obejmującej okres halsztacki. Rok później również Becker opublikował swoją chronologię sięgającą do 361 BC. Na podstawie chronologii Hollsteina, Becker wydatował starsze pływające

skale subfosylnych dębów. Okres halszacki w obu chronologiach wyznaczany był przez nieliczne próbki. Niebawem w wyniku porównania skal niemieckich i irlandzkich, które również miały słaby punkt, ale w okresie 200–300 BC, okazało się, że te pierwsze są błędnie zestawione (Pilcher i inni 1984). Należało dokonać korekty skal starszych od 540 BC i przesunąć je o 71 lat wstecz. Po dokonaniu tej korekty skale południowoniemieckie stały się poprawne — co zostało potwierdzone przez niezależnie zestawione chronologie z północnych terenów Niemiec (Leuschner, Delorme 1988) — jednakże ich jakość jest nadal niewystarczająca, co przejawia się częstymi trudnościami w datowaniu drewna halszackiego.

Również w południowej Polsce napotkano trudności z zestawieniem skali dla tego okresu. Istniejąca luka halszacka uniemożliwia rozszerzenie skali standardowej na podstawie chronologii pływających sięgających do około 1700 BC. Z okresu halszackiego w południowej Polsce zdefiniowano trzy ponad 130-letnie chronologie z Niedar, Strzegocic i Smolic (Krapiec 1992). Chronologii tych nie udało się jednoznacznie skorelować, pomimo wyników datowań radiowęglowych wskazujących, iż mogą one mieć odcinki wspólne. Ostatnio dzięki grupie pni ze zwirowni w Wolicy nastąpił pewien postęp w wypełnieniu luki halszackiej. Wspomniane pnie, powalane pojedynczo co kilka-kilkanaście lat, tworzą chronologię WAA4, liczącą 275 lat (Kalicki, Krapiec, w druku b). Okazało się, że chronologia z Wolicy dobrze koreluje się z chronologią z Niedar i Branice (ryc. 5). Uwagę zwracają wysokie wartości podobieństwa



Ryc. 5. Chronologie „czarnych dębów” z doliny Wisły z okresu 2900–2600 BP
 Chronologies of “black oaks” from the Vistula valley from the period of 2900–2600 BP

między wspomnianymi skalami. W efekcie otrzymano chronologię regionalną definiującą najstarszy przedział okresu halszackiego i nakładającą się na krótkim odcinku z chronologią względną z Grabi (1200–1700 cal BC).

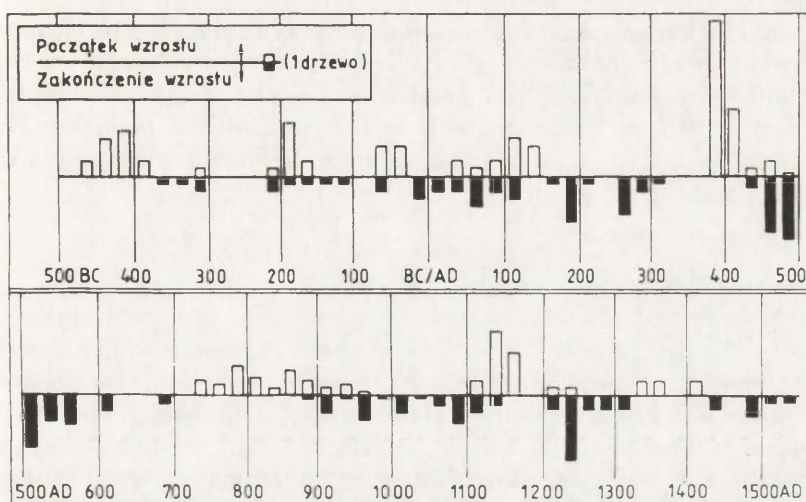
W chwili obecnej do wydłużenia standardu konieczna jest korelacja skal halszackich z chronologią standardową (sięgającą do 474 BC) i wspomnianą chronologią z Wolicy oraz pewne powiązanie chronologii z Grabi i Wolicy. Wydaje się, że stosunkowo duża liczba pni z okresu halszackiego z południowej Polski pozwoli w najbliższej przyszłości na wyznaczenie skali dla tego okresu.

FAZY AKUMULACJI PNI W DOLINIE WISŁY

Subfosalne pnie dębów były akumulowane w osadach aluwialnych od początku holocenu, tj. od momentu wkroczenia dębów w doliny rzek, po ociepleniu klimatu. Głównym mechanizmem powodującym akumulację pni w osadach była boczna migracja koryta rzeki meandrowej. Podmywane dęby po dostaniu się do koryta rzeki były unoszone przez wodę na niewielką odległość i zapewne zakotwiczone przy najbliższej strefie odsypów, a następnie stanowiąc naturalną przeszkodę szybko zamulane. Do powalania drzew dochodziło również w momencie awulsji koryta rzek. Opisany przez Beckera (1982) mechanizm powstawania horyzontów pni dębów, w wyniku wielkich powodzi doprowadzających do powalenia większość drzew rosnących na równinie zalewowej, wydaje się wątpliwy w świetle ostatnich badań (Kalicki, Krąpiec, w druku, b). Wielotysięczne kolekcje pni z Europy środkowej dowodzą, że powalenie pni następowało w całym okresie holoceniście. Jednak obok okresów, w czasie których dochodziło do licznych powaleń dębów, wyróżniamy również okresy, w których powalania były sporadyczne. Te pierwsze, utożsamiane z okresami zwilgocenia i ochłodzenia, nazywane są fazami akumulacji pni. Dotychczas wykonane analizy subfosalnych pni pozwoliły na wyznaczenie faz w dolinie Wisły w okolicach Krakowa. Wyraźną zgodność wykazują starsze fazy akumulacji pni datowane na 6800–6450 BC, 3300–3000 BC i 1500–1300 BC z fazami wzmózonej aktywności rzek wyróżnionymi przez Starkla (1983) i Kalickiego (1991). Pierwsza z faz jest związana z datowaną na początek atlantyku fazą wzmózonej aktywności, przejawiającą się powodzią, ścinaniem pojedynczych meandrów, a w końcowym etapie awulsją koryta. Podobny charakter zmian zanotowano również w okresie 3300–3000 BC. Dochodziło wówczas do odcinania meandrów czego dowodem są starorzecza i ich systemy (Rutkowski 1987, Kalicki 1991). Również w tej fazie nastąpił przerzut koryta Wisły na północ (Kalicki, Starkel 1987). Faza akumulacji pni datowana na 1500–1300 BC wiązana jest z fazą zwilgocenia i ożywienia działalności Wisły, wyróżnioną przez Kalickiego (1991), zaznaczającą się podniesieniem wód gruntowych, ścinaniem zakoli, a także wzmózeniem powodzi. W tym czasie, tj. około 1400–1320 BC notowane są również mechaniczne uszkodzenia drzew wywołane prawdopodobnie przez krę lodową, co wskazuje na występowanie powodzi zatorowych. Faza ta jest szczególnie czytelna w różnych częściach Europy. Wydaje się, że przyczyną ochłodzenia klimatu w tym czasie może być wybuch wulkanu Santoryn (por. Baillie, Munro 1988).

Dla okresu ostatnich 2500 lat, z którego pochodzi zdecydowana większość subfosalnych pni, możliwa była dokładna rekonstrukcja frekwencji zasiewów nowych drzew i ich powalenia. Datowanie dendrochronologiczne pni umożliwia wyznaczenie daty rozpoczęcia i zakończenia wzrostu z dokładnością do kilku lat. Sumaryczne zestawienie tych wartości przedstawiono na zamieszczonym diagramie (ryc. 6). Analiza diagramów pozwala na wyróżnienie faz akumulacji pni dębów: 375–300 BC, 225 BC–325 AD, 425–575 (625) AD, 900–1150 AD, 1200–1325 AD i 1475–1550 AD. Interesującym zagadnieniem jest związek wyróżnionych faz z warunkami klimatycznymi i działalnością

człowieka. Istotnym spostrzeżeniem jest zgodność wyróżnionych faz z okresami akumulacji wyznaczonymi w południowych Niemczech przez Delorme i Leuschnera (1983) i Beckera (1982) w dolinach rzecznych Renu, Menu i Dunaju. Najstarsza faza z IV wieku p.n.e. jest znana również z doliny Dunaju, gdzie jest wyraźniej zaznaczona niż w Polsce. Rzymska faza akumulacji pni występuje we wszystkich wspomnianych dorzeczach. Cechą wyróżniającą ją spośród pozostałych faz jest długi czas jej trwania (około 400–500 lat) oraz notowanie jednoczesnych zasiewów i powaleń drzew. Tego typu zjawisko wydaje się być spowodowane intensywnym wpływem działalności człowieka, przejawiającej się karczowaniem drzew zarówno na stokach, jak również w obrębie samej równiny zalewowej. Okres kolejnych stu lat charakteryzuje brak powaleń dębów w większości rzek środkowoeuropejskich. Na przełomie IV–V wieku n.e. notowane jest odnowienie lasów dębowych na równinach



Ryc. 6. Diagram przedstawiający fazy zasiewów i powaleń dębów w dolinie Wisły w okolicach Krakowa w okresie 500 BC-1550 AD (stan badań 1993 r.)

Diagram presenting phases of germination and falling down of the oaks in the Vistula valley near Kraków in the period of 500 BC-1550 AD (state of the study 1993)

zalewowych. W połowie V w. n.e. rozpoczyna się masowe powalanie drzew. Na początku fazy powalane były drzewa młode, 50–70-letnie, a dopiero później, w miarę jej trwania, coraz starsze. Faza ta jest najlepiej czytelna w rzekach środkowej Europy, ale również w Irlandii (Baillie 1994). Tak szerokie zaznaczenie tej fazy w Europie wskazuje na głównie klimatyczne jej uwarunkowanie. W warunkach Polski południowej można jednak przypuszczać, że była ona stymulowana przez wczesnośredniowieczny rozwój gospodarki. Kolejne 200 lat (700–900 AD) to okres bez powaleń w dolinie Wisły, natomiast z wyraźnie zaznaczonym zasiewem nowych drzew na równinie zalewowej. Drzewa te były akumulowane w czasie fazy trwającej od 900 do 1150 AD. Charakterystyczną cechą tej fazy jest — podobnie jak w przypadku fazy

rzymskiej — stosunkowo długi okres trwania oraz rozmyty charakter. Wydaje się, że główną przyczyną takiego rozkładu jest wpływ działalności ludzkiej. Podobnie jak w okresie rzymskim również w czasie tej fazy ścinano drzewa rosnące na równinie zalewowej, czego dowodem są liczne pniaki po ściętych dębach, zachowane *in situ*. Mogło to spowodować wydłużenie czasu trwania fazy. Kolejna dobrze zaznaczona faza średniowieczna notowana jest w latach 1200–1325. Były wówczas powalane dęby, które rozpoczęły wzrost w XII w. Faza średniowieczna i kolejna, z przełomu XV–XVI wieku nie znajdują analogii w dolinach rzek południowoniemieckich, gdyż w Niemczech doliny rzek w tym czasie w większości przypadków zostały już wylesione. Również w dolinie Wisły, począwszy od XVI wieku, pnie dębów w osadach aluwialnych były akumulowane bardzo rzadko. Najczęściej w młodych aluwjach spotykamy redeponowane pnie powalane przez Wisłę znacznie wcześniej (Kalicki, Krąpiec, w druku, b).

W jednoznacznym wskazaniu głównych przyczyn zmian tempa akumulacji pni niezwykle pomocne byłyby podobne badania z sąsiednich dolin rzecznych, m. in. Sanu, Odry, Łaby. Jednakże już dziś wydaje się, że czynnik klimatyczny dominujący w starszych fazach holocenu, w ostatnich 2 tysiącleciach był stymulowany w dużym stopniu przez działalność ludzką, głównie w okresie rzymskim i średniowiecznym.

PODSUMOWANIE

Badania dendrochronologiczne prowadzone w okresie ostatnich dwóch lat w południowej Polsce pozwoliły na wyznaczenie skal dla okresu wczesnośredniowiecznego, a tym samym umożliwiły zestawienie chronologii standardowej obejmującej 2003 lata: od 474 BC do 1529 AD. Na podstawie dotychczas skonstruowanych skal względnych istnieje realna szansa wydłużenia tego standardu do 1750 BC. Opracowane chronologie umożliwiają już dziś bezwzględne datowanie większości próbek subfossylnego drewna, lecz mała — przy bezsprzecznych zaletach (taniać oznaczeń, dokładność) — popularność metody dendrochronologicznej w Polsce często doprowadza do utraty cennych materiałów badawczych.

Wyniki analiz dendrochronologicznych “czarnych dębów” umożliwiły również rekonstrukcję faz akumulacji czarnych dębów. Fazy te w starszych okresach holocenu są warunkowane klimatycznie, zaś w okresie ostatnich 2000 lat na uwarunkowanie klimatyczne nakłada się wyraźny wpływ działalności człowieka.

Podziękowania. Serdecznie dziękuję dr. T. Kalickiemu i prof. L. Starkłowi za pomoc w trakcie prowadzonych badań i dyskusje. Badania wykonano dzięki pomocy finansowej KBN w ramach grantu paleohydrologicznego nr 6-0783-91-01-P2.

LITERATURA

- Baillie M. G. L., 1994, *Dendrochronology raises questions about the nature of the AD 536 dust-veil event*, *Holocene*, 4, 2, 212-217.
- Baillie M. G. L., Pilcher J. R., 1973, *A simple cross-dating program for tree-ring research*, *Tree-Ring Bull.*, 33, 7-14.
- Baillie M. G. L., Munro M. A. R., 1988, *Irish tree-rings, Santorini and volcanic dust veils*, *Nature*, 332, 344-346.
- Becker B., 1981, *Fällungsdaten römischer Bauhölzer anhand einer 2350-jährigen süddeutschen Eichen-Jahrringchronologie*, *Fundberichte aus Baden-Württemberg*, 6, 369-386.
- 1982, *Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen*, *Mitt. der Komm. für Quartärforschung der Österr. Akad. der Wiss.*, 5.
- 1993, *An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration*, *Radiocarbon*, 35, 1, 201-213.
- Bednarz Z., 1987, *The 225-years tree-ring chronology of the oak (Quercus robur L.) in the Niepolomice Forest near Kraków*, *Dendrochronologia*, 5, 59-68.
- Delorme A., Leuschner H. -H., 1983, *Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker*, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 33, 45-57.
- Eckstein D., Brongers J. A., Bauch J., 1975, *Tree-ring research in the Netherlands*, *Tree-Ring Bull.*, 35, 1-13.
- Fletcher J. M., 1977, *Tree-ring chronologies for the 6th to 16th centuries for oak of Southern and Eastern England*, *Jour. of Archaeol. Sci.*, 4, 335-352.
- Hollstein E., 1980, *Mittleuropäische Eichenchronologie*, *Trierer Grab. und Forsch.*, 11, 1-273.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times*, (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part IV*, *Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN*, 6, 11-37.
- Kalicki T., Krapiec M., 1992, *Kujawy site — Subatlantic alluvia with black oaks*, (w:) *Symposium on Global Continental Palaeohydrology, 8- 12 September, Kraków and Mogilany. Excursion guide-book*, *Dept. Geomorph. and Hydrol. Pol. Acad. Sci., Kraków*, 37-41.
- w druku, a, *Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the "black oaks" of the Vistula valley, central Europe, Holocene*.
- w druku, b, *"Black oaks" in the recent centuries alluvia of the Vistula river at Wolica near Cracow (South Poland)*, *Geogr. Stud., Spec. Iss.*
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during the last 15000 years*, (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part II*, *Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN*, 4, 51-70.
- Krapiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, *Kwart. AGH, Geologia*, 18, 3, 37- 119.
- 1993, *Analiza dendrochronologiczna drewna z Placu Dominikańskiego we Wrocławiu*, *Slavia Ant.*, 35, 364-381.
- 1994, *Subfossil oak chronology (474 BC-1529 AD) from Southern Poland*, (w:) *International Conference on Tree Rings, Environment, and Humanity: Relationships and Processes, Tucson, 17-21 May 1994, Abstracts*, *Univ. of Arizona. Tucson*, 39.
- Krzysik F., 1978, *Czarna dębina — sposób powstania i cechy charakterystyczne*, *Sylwan*, 6, 39-41.
- Leuschner H. -H., Delorme A., 1988, *Tree-ring work in Göttingen, Absolute oak chronologies back to 6255 BC*, *PACT*, 22, 123-132.
- Pilcher J. R., Baillie M. G. L., Schmidt B., Becker B., 1984, *A 7,272 year tree-ring chronology for Western Europe*, *Nature*, 312, 150-152.
- Rutkowski J., 1987, *Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene*, (w:) L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part II*, *Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN*, 4, 31-49.
- Starkel L., 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperature zone during the last 15000 years*, (w:) K.J. Gregory (red.) *Background to palaeohydrology*, *J. Wiley & Sons, Chichester*, 213-237.

- Ważny T., 1990, *Aufbau und Anwendung der Dendrochronologie für Eichenholz in Polen*, Dissert. Universität Hamburg, 1-213.
- Ważny T., Eckstein D., 1987, *Dendrochronologiczne datowanie wczesnośredniowiecznej słowiańskiej osady Wolin*, *Mat. Zachodniopom.*, 33, 147-164.

OSADY POWODZIOWE W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ

FLOOD DEPOSITS IN THE SANDOMIERZ BASIN

TOMASZ KALICKI

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. Alluvial loams were being deposited during the whole Holocene but at a various rate. They are differentiated with respect to the grain size composition which corresponds, on the one side, to climatic-vegetation changes at the turn of the Late Glacial and Holocene, and to anthropogenic deforestation in the Neoholocene, on the other, to a distance from an active channel.

Mady, które przez wielu badaczy uważane są za osad związane z działalnością człowieka, sedymentowały na równinach zalewowych w ciągu całego późnego glacjału i holocenu. Przegląd literatury i badania własne pozwalają wydzielić kilka różnowiekowych pokryw madowych, które były akumulowane w okresach wzmożonej aktywności rzek (Kalicki 1991). W późnym glacjału oraz eo- i mezoholocenie sedymentowały na stożku Raby pylasto-piaszczyste mady przedallerödskie, ilaste młododryasowe i pylaste wczesnoatlantyckie (Gębica 1993), a w dolinie Wisły pylaste mady preborealne (Kalicki 1991), ilaste i pylasto-piaszczyste mady wczesnoatlantyckie (np. Starkel i inni 1991), ilaste i pylasto-piaszczyste mady środkowoatlantyckie (Kalicki 1991) oraz ilaste mady późnoatlantyckie.

Od środkowego holocenu nasilają się antropogeniczne zmiany środowiska i erozja gleb. Początkowo miały one lokalny charakter. W okresie 5000–4500 BP wpływ ten zaznaczył się jednak już wyraźnie w mniejszych dolinach dorzecza Wisły odwadniających wyżyny lessowe (Prądnik, Rudawa, Nidzica, Raclawka) poprzez zmianę akumulacji mad organicznych w mady pylaste lub słabiej organiczne (np. Rutkowski 1991, Śnieszko 1987). Wkroczenie człowieka w okresie brązu w Karpaty zaznaczyło się wzmożoną akumulacją mad od 3000 BP także w dolinie Wisły, szczególnie w Kotlinie Oświęcimskiej (Klimek 1988) oraz sypaniem pylastych wałów przykorytowych na stożku Raby (Gębica 1993).

W okresie rzymskim w dolinie Wisły występuje wyraźna agradacja i fosylizacja fragmentów starszych równin zalewowych przez młode pylasto-piaszczyste mady. Towarzyszy temu od około 1500 BP wzmożona akumulacja mad w dolinach dopływów wyżynnych (np. Rutkowski 1991) i karpackich (Alexan-

drowicz i inni 1981). Najmłodsze fazy osadzania mad w dolinie Wisły zazna-
czyły się przewarstwieniami w poziomach kulturowych i torfach.

W Kotlinie Sandomierskiej mady wykazują zróżnicowanie granulomet-
ryczne nawiązujące z jednej strony do zmian klimatyczno-roślinnych na gra-
nicy późnego glaciału i holocenu oraz antropogenicznej deforestacji w neo-
holocenie, a z drugiej do odległości od aktywnego koryta (Kalicki 1991).

Duża szerokość doliny Wisły powoduje, że poszczególne włożenia aluwiów
przykrywają najczęściej mady o wieku analogicznym lub zbliżonym do wieku
osadów korytowych. Jedynie w obrębie późnoglacialnych równin aluwialnych,
które funkcjonowały w okresie holocenu jako obniżenia dekantacyjne, obser-
wuje się pionowe narastanie mad. Do wyjątków należą też profile fosylnych
równin zalewowych zachowane pod pokrywą młodszych mad. Natomiast na
stożku Raby młodsze wały przykorytowe nakładają się na starsze pokrywy
madowe okrywające późnoglacialne równiny aluwialne (Gębica 1993).

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W. i inni, 1981, *The evolution of the Wistoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, Folia Quatern., 53.
- Gębica P., 1993, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie*, maszynopis w IGiPZ PAN, Kraków.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times*, (w:) L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 6, 11-37.
- Klimek K., 1988, *An early anthropogenic alluviation in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Bull. Pol. Ac. Sci., Earth Sci., 36, 2, 159-169.
- Rutkowski J., 1991, *Holocen doliny dolnej Raclawki*, Kwart. AGH, Geologia, 17, 1-2, 173-191.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial-early Holocene palaeochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin)*, (w:) L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 6, 87-99.
- Śnieszko Z., 1987, *The Late Vistulian and Holocene fluvial deposits of the middle Nidzica river in the area of Działoszyce*, (w:) L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during last 15 000 years, part II*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 4, 87-94.

ZMIENNOŚĆ KATASTROFALNYCH PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH W OKRESIE MAŁEJ EPOKI LODOWEJ I CZASACH WSPÓŁCZESNYCH W TATRACH WYSOKICH

VARIABILITY OF EXTREME GEOMORPHIC PROCESSES DURING THE
LITTLE ICE AGE AND AT PRESENT IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS

ADAM KOTARBA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. Lacustrine sediments in three Tatra lakes (Zielony, Czarny Staw Gąsienicowy and Morskie Oko) deposited during the last 1000 years were dated by ^{14}C and ^{210}Pb . Minerogenic character of the sediments is well demonstrated for the Little Ice Age (AD 1400–1860). Very frequent and substantial debris flows and dirty snow avalanches were triggered at that time span on the slopes being in direct connection with the lakes.

Osady jeziorne w Zielonym i Czarnym Stawie Gąsienicowym oraz w Morskim Oku, o miąższości 30–40 cm, złożone podczas ostatniego tysiąclecia, są wyraźnie trójdzielne. Dolna część gytiowa, o zawartości substancji organicznej rzędu 20–25%, zawiera niewiele wkładek mineralnych i świadczy o spokojnej sedymentacji przed rokiem 1400. W okresie od około 1400 do około 1860 utwory gytiowe były przewarstwione wyraźnymi wkładkami piaszczysto-mułkowymi, a osad ma większą gęstość. W tej części osadów występują również pojedyncze zrzutki (ang. *drop stone*). Są to osady uformowane wskutek wzmożonej dostawy do jezior materiału mineralnego, pochodzącego z częstych w tym okresie spływów gruzowych o dużych rozmiarach. Po roku 1860 liczba ekstremalnych zjawisk geomorfologicznych na stokach wybitnie zmalała. Postawienie dolnej i górnej granicy wiekowej stało się możliwe dzięki zastosowaniu datowań radiowęglm ^{14}C i ołowiem ^{210}Pb (Baumgart-Kotarba i inni 1993) oraz pośredniemu datowaniu osadów korelatnych poprzez określenie wieku lichenometrycznego odpowiadających im reliktowych szlaków spływów gruzowych (Kotarba 1992) na stokach otaczających jeziora.

Dla okresu ostatnich około 200 lat uwzględniono krzywe przyrostu słoju limby tatrzańskiej, opracowane przez Bednarza (1984) i skorelowano je z datowaniami lichenometrycznymi szlaków spływów gruzowych w górnej części Doliny Suchej Wody. Określono lata charakteryzujące się katastrofalnymi opadami oraz towarzyszącymi im powodziemi u podnóża gór, opisywanymi w kronikach parafii zakopiańskiej (Stolarczyk 1915) i w Białce Tatrzańskiej.

Dane te uzupełniono spostrzeżeniami na temat pogody w Tatrach, zawartymi w sprawozdaniach z badań botanicznych Wahlenberga, cytowanych przez Gustawicza (1893).

W 200-letnim okresie można wyróżnić fazy wzmożonej aluwiacji stoków. Były to kolejno lata 1810–1835, 1843–1852, 1860–1880 oraz na początku XX wieku (1900–1905). W okresie późniejszym wielkie sływy gruzowe obejmujące całe stoki wysokogórskie występowały sporadycznie (1–4 razy na 10 lat, w Dolinie Suchej Wody). W latach 1950–1960 ponownie wzrosła ilość dużych sływów gruzowych, lecz wyraźny wzrost częstości występowania dużych sływów gruzowych obserwuje się w ostatnim 20-leciu.

Za zasadniczą część tatrzańskiej małej epoki lodowej uznał Z. Bednarz lata 1805–1845. W tym okresie powstała duża liczba sływów gruzowych o wielkich rozmiarach (4–5 sływów na 10 lat). Badania geomorfologiczne pokazują, że na powierzchni stoków występują formy szlaków sływów gruzowych z okresu objętego badaniami Z. Bednarza. Grzebią one pod sobą formy starsze. Dlatego rekonstrukcje zdarzeń wcześniejszych są możliwe tylko na podstawie analizy sedymentologicznej osadów jeziornych.

Z powyższych stwierdzeń wynikają wnioski:

1. W osadach najmłodszych wypełniających jeziora tatrzańskie zostały zapisane katastrofalne procesy stokowe, zwłaszcza sływy gruzowe, które wystąpiły podczas małej epoki lodowej;

2. W końcowej fazie małej epoki lodowej zostały uformowane szlaki sływów gruzowych, dziś najczęściej nieczynne (reliktowe). Fosylizują one formy starsze, mające osady korelatne w misach jeziornych. Bezwzględne datowania radioizotopami węgla i ołowiu pozwalają wnioskować, że wzmożona dynamika środowiska wysokogórskiego Tatr, związana z klimatycznym pogorszeniem klimatu w skali globalnej, wystąpiła w okresie od około 1400 do 1860 r.

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Vachnev P., 1993, *Młodoholoceńskie osady jeziorne Morskiego Oka w Tatrach Wysokich oraz ich datowanie radioizotopami ^{210}Pb i ^{14}C* , Dok. Geogr., 3-4.
- Bednarz Z., 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from Alps and Tatra Mountains from 1741-1965*, Dendrochronologia, 2.
- Gustawicz B., 1893, *Jerzego Wahlenberga pomiary barometryczne w Tatrach i przyległych działach górskich i dolinnych w roku 1813 dokonane*, Sprawozd. Kom. Fizyogr. Akad. Umiej., Kraków, 29.
- Kotarba A., 1992, *High-energy geomorphic events in the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Ann., 74A, 2-3.
- Stolarczyk J., 1915, *Kronika parafii zakopiańskiej (1848-1890)*, Druk. W. L. Anczyca i Sp., Kraków.

ZMIANY REŻIMU WEZBRANIOWEGO GÓRNEJ WISŁY

CHANGES OF FLOOD REGIME OF THE UPPER VISTULA

ROMAN SOJA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. A hundred year series of water level records of the Vistula river at Szczucin was analyzed with respect changes in a number of days of high water levels in half-year seasons and in monthly periods. A weak, negative tendency of a number of days with high water levels have been stated and, therefore, one can speak about a decrease in flooding of the Vistula catchment upstream of Szczucin. In the case of months and half-year seasons the results are not significant and may not be taken under consideration.

Zlewnia górnej Wisły jest silnie przekształcona przez działalność człowieka. Jest to wynik procesów urbanizacji, uprzemysłowienia, wzrostu gęstości zaludnienia i przemian w rolniczym użytkowaniu zlewni. Wzrost szybkości przekształcania nastąpił w drugiej połowie XIX wieku. W tym samym czasie lub z niewielkim opóźnieniem rozpoczęto prowadzenie obserwacji hydrometrycznych na głównych rzekach. Rejestrowane były wyłącznie stany wody, co zdecydowanie ogranicza zasób informacji, ale nawet istniejące dane wydają się być słabo wykorzystywane do oceny zmian obiegu wody w zlewni.

Narastająca stopniowo lub skokowo antropopresja powinna znaleźć odbicie w zmianach obiegu wody, a szczególnie w formowaniu odpływu ze zlewni. O zmianach odpływu może świadczyć zmiana reżimu wezbraniowego. Wezbrania decydują o wielkości odpływu ze zlewni, a ich ocena jest możliwa na podstawie stanów wody.

Zagadnienie zmian reżimu wezbraniowego (powodziowości) było przedmiotem studiów J. Punzeta (1972, 1981 i inne prace tego autora) oraz J. Stachy i H. Nowak (1977). Wnioski do jakich dochodzą wymienieni autorzy, którzy korzystali z jednakowych źródeł są sprzeczne. J. Punzet twierdzi, że w dorzeczu Wisły do Dunajca włącznie w latach 1871–1970 nastąpił wzrost częstości pojawiania się wybitnych kulminacji, wzrost amplitudy maksymalnych rocznych stanów wody, zwiększały się kulminacje fal powodziowych. Zjawisk takich nie stwierdza w zlewni Wisłoki i Sanu. J. Stachy i H. Nowak (1984) badali zmiany reżimu wezbraniowego wielu rzek w Polsce a dla Wisły do Dunajca włącznie stwierdzili »... mamy nieistotne statystycznie a w dodatku

ujemne tendencje zmian powodziowości«. Stwierdzenie to zaprzecza wnioskowi wyprowadzonym przez J. Punzeta. Powstaje więc pytanie, z jaką tendencją zmian powodziowości mamy do czynienia w zlewni Wisły.

Poszukując odpowiedzi na postawione pytanie, skoncentrowano się na Wiśle do wodowskazu w Szczucinie, który zamyka zlewnię Wisły wraz z Dunajcem. Badano 100-letnią serię stanów wody, przyjmując następujący tok pracy. Do średniego rocznego stanu wody dodawano arbitralnie przyjętą wartość 100 cm w pierwszym etapie obliczeń i 200 cm w drugim etapie. Procedura ta jest zbliżona do tej, jaką zastosował J. Stachy, w którego kręgu zainteresowania pozostawały jedynie stany wody o prawdopodobieństwie 50% odpowiadające wysokim wezbraniom (w przybliżeniu odpowiada to wartości "średnia roczna +200"). Wykorzystanie średniego rocznego stanu wody jako punktu odniesienia pozwoliło na uniknięcie wpływu procesu pogłębiania koryta. Zliczono w roku, półroczach hydrologicznych i miesiącach liczbę dni ze stanami wody "średnia roczna +100 i +200". Wyniki są następujące: w ostatnich 100 latach liczba dni z wysokimi przepływami wykazuje słabą, ujemną tendencję na granicy istotności. Nie można więc mówić o wzroście częstości wysokich stanów, o wzroście powodziowości w dorzeczu Wisły do Szczucina. Wyniki otrzymane dla półroczy hydrologicznych także nie sygnalizują wzrostu powodziowości. Dla kolejnych miesięcy roku hydrologicznego również nie stwierdzono istotnych statystycznie tendencji zmian. Dotyczy to zarówno wielkości określanych stanem średnim rocznym +100 cm jak i +200 cm.

Wnioski wynikające z analizy zbliżają się do stwierdzeń J. Stachy i H. Nowak, którzy wykluczają zmianę reżimu hydrologicznego w kierunku wzrostu powodziowości. Jednocześnie wnioski są znacznie szersze — wskazują na brak tendencji zmian reżimu wezbraniowego w półroczach i miesiącach. Z działalnością antropogeniczną wiąże się najczęściej wzrost powodziowości, co nie znajduje potwierdzenia w przypadku górnej Wisły. Pozostaje do rozpatrzenia wpływ czynników klimatycznych, które mogą niwelować lub wzmacniać wpływ człowieka na obieg wody.

LITERATURA

- Punzet J., 1972, *Tendencje zmian przebiegu wielkich wód w dorzeczu górnej Wisły*, Wiad. Służby Hydr. Meteor., 3-4, 29-40.
- 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871-1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr. Phys., 14, 5-28.
- Stachy J., Nowak H., 1977, *Przyczynki do zagadnienia zmian reżimu wezbraniowego rzek polskich*, Gosp. Wodna, 8, 227-229.

GEOBOTANICZNE WSKAŹNIKI DENUDACJI STOKÓW WYSOKOGÓRSKICH

GEOBOTANICAL INDICATORS OF DENUDATION
OF HIGH-MOUNTAIN SLOPES

ZOFIA RĄCZKOWSKA*, ANNA BARBARA KOZŁOWSKA**

* Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

** Zakład Geoekologii IGiPZ PAN
00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

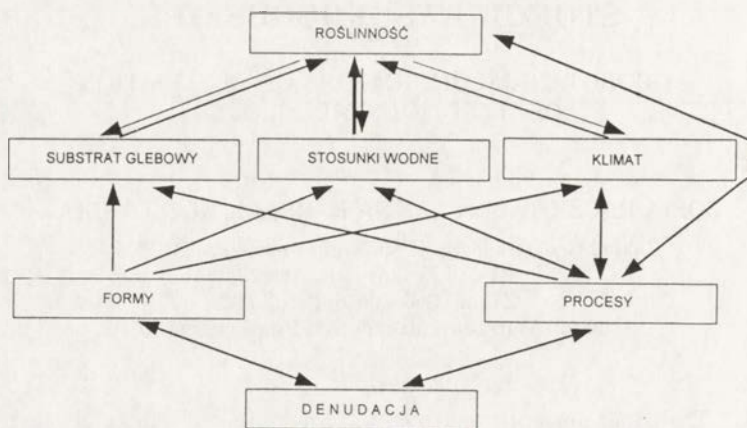
Abstract. The paper presents an attempt at correlation of relief and vegetation in a high-mountain area, based on phytosociological and geomorphological studies in the selected objects — singular forms, fragments of slopes, mega forms — located in the Alpine and Subalpine zone, in the granite parts of the Tatras. An influence of a snow cover on both the elements has also been taken into account. It has been stated there is quantitative correlation between indicator species and habitat conditions at the micro scale while at the meso-scale that is the correlation between indicator associations and sets of processes.

Problem wzajemnych relacji rzeźba — roślinność w wysokich górach był od dawna przedmiotem zainteresowań badaczy. Jednakże zwykle ograniczało się to do charakterystyki występowania rozpatrywanego typu roślinności, a warunki rzeźby były określane bardziej lub mniej prawidłowo przez fitosocjologa lub też geomorfolog określał roślinność głównie na podstawie stopnia jej zwarcia. Przełamanie tej tendencji stanowi praca Balcerkiewiczza i Wojterskiej (1986), w której próbują oni uchwycić związki między wysokogórską roślinnością a rzeźbą w różnych aspektach, na podstawie własnych badań geobotanicznych oraz studiów literatury i konsultacji geomorfologicznych.

Praca niniejsza stanowi kolejny krok w kierunku poznania zależności rzeźba — roślinność. Jest ona wynikiem ścisłej współpracy w terenie geomorfologa i geobotanika i ma na celu skorelowanie roślinności i rzeźby w aspekcie przestrzennym, na podstawie materiałów kartograficznych w różnej skali, z uwzględnieniem różnych czynników oddziałujących na oba elementy. Materiały te dotyczą zarówno pojedynczych form morfologicznych, takich jak nisza niwalna, jak i większych fragmentów stoku lub megaform, w obrębie których mieszczą się różne elementy — formy rzeźby. Przedstawione tutaj wyniki należy traktować jako wstępną próbę określenia geobotanicznych wskaźników denudacji stoków wysokogórskich.

Roślinność jako wypadkowa wpływów czynników abiotycznych i biotycznych

nych, dostosowując się do występujących w danym miejscu warunków siedliskowych staje się ich dobrym indykatorem. Dotyczy to także szeroko rozumianej denudacji i jej zróżnicowania na stoku. Uproszczony schemat tych zależności pokazuje rycina 1.



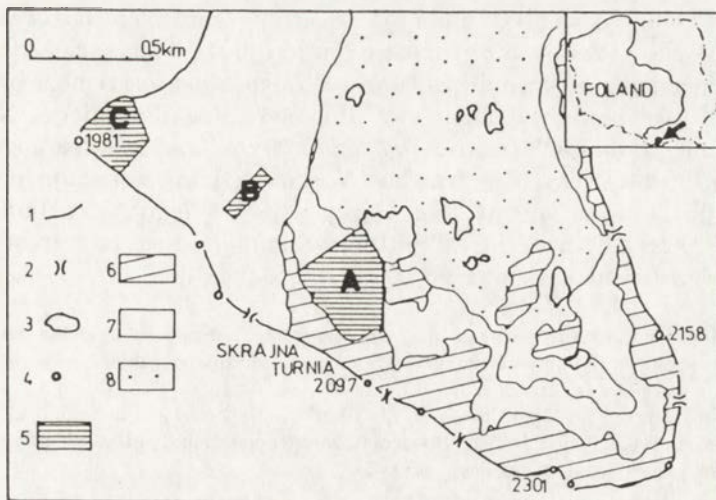
Ryc. 1. Schemat zależności rzeźba — roślinność
Scheme of the relation relief — vegetation

Roślinność jest dobrym wskaźnikiem tylko tych czynników, które mają na nią bezpośredni wpływ, np. klimatu, stosunków wodnych w powierzchniowej warstwie zwietrzliny oraz reżimu wodnego gleby w ciągu okresu wegetacyjnego, a także zawartości dostępnych pierwiastków (Kostrowicki, Wójcik 1972). O innych czynnikach, takich jak rzeźba, można wnioskować pośrednio poprzez analizę warunków siedliskowych roślinności. Pewnym utrudnieniem jest fakt, że niektóre czynniki, np. pokrywa śnieżna, oddziałują zarówno na rzeźbę jak i na roślinność.

Dotychczasowe badania prowadzono w rejonie Hali Gąsienicowej, ponad górną granicą lasu, w obszarze o podłożu jednorodnym zbudowanym ze skał granitowych. Badane obiekty położone są w piętrze alpejskim i subalpejskim (ryc. 2).

Poszukiwania związków między roślinnością a rzeźbą rozpoczęto od prześledzenia ich w obrębie jednej formy morfologicznej — niszy niwalnej. Czynnikiem decydującym o jej rozwoju jest płat śniegu. Śnieg jest także bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na roślinność. Badana nisza, o długości około 300 metrów, położona jest na północnych stokach Beskidu, na wysokości 1700–1850 m npm. Płat śniegu zalega w niej przeciętnie do końca czerwca.

Badania przeprowadzono na powierzchniach podstawowych 0,25 m², ułożonych na transekcie pionowym i szeregu poprzecznych. Określano procentowo pokrycie powierzchni przez roślinność oraz dokonywano spisu wszystkich występujących gatunków roślin, waloryzując pokrywaną przez nie powierzchnię. Ponadto w ciągu kilku sezonów w tych samych profilach sondowano miąższość śniegu, co pozwoliło na uchwycenie faz zanikania płata (ryc. 3). Wyniki badań zestawiono w postaci bazy danych i opracowano statystycznie.



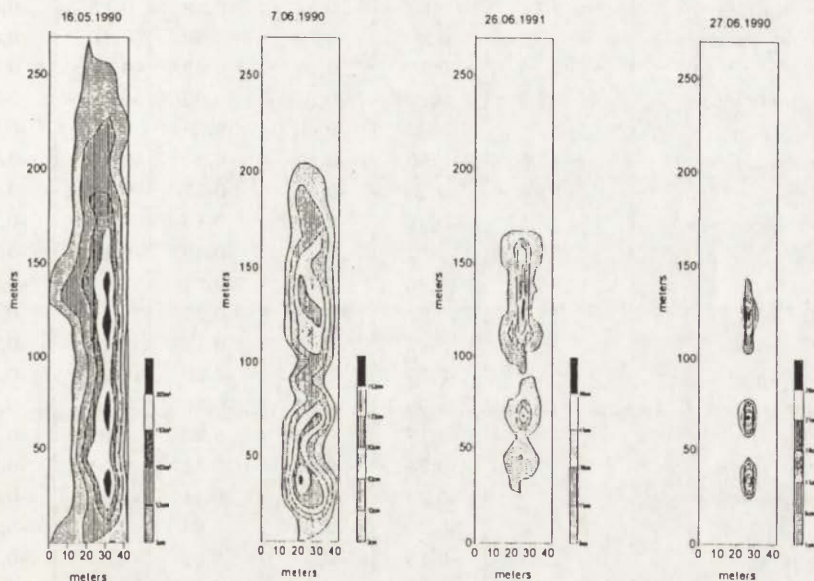
Ryc. 2. Położenie obszarów badań

1 — grząń, 2 — przełęcz, 3 — jeziora, 4 — wierzchołki, 5 — obszary badań: A — Skrajna Turnia, B — nisza niwalna, C — Kocioł Gąsienicowy; 6 — stoki, ściany skalne, 7 — stoki gruzowe, 8 — dno doliny

Location of the study areas

1 — ridge crest, 2 — pass, 3 — lakes, 4 — summits, 5 — study areas: A — Skrajna Turnia, B — nival niche, C — Kocioł Gąsienicowy (cirque); 6 — rocky slopes, rockwalls, 7 — debris slopes, 8 — valley bottom

BESKID



Ryc. 3. Wybrane stadia zanikania płąta w niszy niwalnej na Beskidzie

Selected stages of disappearance of the snow patch in the nival niche on the Beskid Mt

Stwierdzono, że w niszy znajdują się grupy gatunków pozytywnie oraz negatywnie skorelowanych z grubością płata (tab. 1). Najczęściej występująca i łatwo rozpoznawalna kosmatka brunatna (*Luzula spadiccea*) może być uznana za gatunek wskaźnikowy dla miejsc długiego zalegania śniegu. Natomiast takie gatunki jak borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*), śmiełek pogięty (*Deschampsia flexuosa*) czy psia trawka (*Nardus stricta*) wskazują na miejsca wcześniej pozbawione śniegu. Decydujący wpływ śniegu na roślinność przejawia się także w tym, że liczba gatunków zmniejsza się ze wzrostem miąższości śniegu (wysoki współczynnik korelacji -0,47).

Tabela 1. Wpływ miąższości śniegu na rozmieszczenie gatunków w żlebie na Beskidzie (współczynniki korelacji rangowej Spearmana; liczby pogrubione — korelacja istotna na poziomie istotności 0,05)

Influence of snow thickness on distribution of species in the trough at the Beskid summit (coefficients of the Spearman rank correlation; bold numbers — correlation very significant at the level of 0.05)

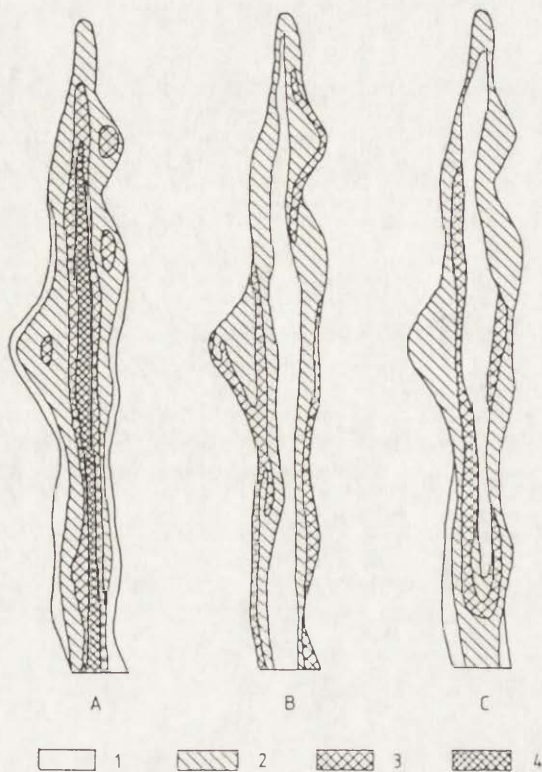
Cechy pokrywy roślinnej		Grubość pokrywy śnieżnej				Głębokość żlebu
		1-max.	2	3	4-min.	
pokrycie powierzchni przez:						
warstwę ziół		0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,12
warstwę mszaków		-0,12	0,05	-0,02	0,07	-0,12
suche szczątki roślin		-0,10	-0,20	-0,19	-0,10	-0,00
kamienie		-0,19	0,20	0,10	0,02	0,24
części ziemiste		-0,07	-0,10	-0,02	-0,02	-0,04
gatunki roślin:	frekwencja					
<i>Luzula spadiccea</i>	77,4	0,63	0,54	0,38	0,13	0,53
<i>Cerastium fontanum</i>	8,2	0,39	0,39	0,50	0,40	0,31
<i>Mutellina purpurea</i>	72,9	0,20	0,15	0,23	0,16	0,14
<i>Festuca picta</i>	61,2	0,27	0,05	0,02	-0,00	0,33
<i>Agrostis rupestris</i>	35,6	-0,62	-0,42	-0,28	-0,10	-0,55
<i>Deschampsia flexuosa</i>	45,5	-0,60	-0,49	-0,34	-0,12	-0,57
<i>Vaccinium myrtillus</i>	53,4	-0,55	-0,51	-0,37	-0,14	-0,57
<i>Carex sempervirens</i>	18,4	-0,42	-0,38	-0,18	-0,07	-0,34
<i>Homogyne alpina</i>	77,1	-0,37	-0,24	-0,40	-0,18	-0,36
<i>Nardus stricta</i>	46,9	-0,26	-0,18	-0,21	-0,04	-0,23
<i>Campanula alpina</i>	33,9	-0,24	-0,18	-0,27	-0,10	-0,17
<i>Potentilla aurea</i>	34,7	-0,22	-0,25	-0,14	-0,05	-0,20
<i>Hieracium alpinum</i>	34,7	-0,17	-0,13	-0,26	-0,10	-0,20
<i>Geum montanum</i>	15,3	-0,09	-0,23	-0,16	-0,06	-0,06
<i>Anthoxanthum alpinum</i>	46,6	-0,18	-0,25	-0,23	-0,09	-0,17
<i>Vaccinium uliginosum</i>	7,3	-0,28	-0,22	-0,11	-0,04	-0,28
<i>Cetraria islandica</i>	7,9	-0,23	-0,16	-0,11	-0,04	-0,25
<i>Luzula sudetica</i>	4,2	-0,20	-0,16	-0,08	-0,03	-0,15
<i>Polytrichum</i>	29,1	-0,15	0,03	-0,02	-0,08	-0,14
<i>Juncus trifidus</i>	33,6	0,06	-0,06	-0,10	-0,10	0,10
<i>Soldanella carpatica</i>	10,7	-0,05	-0,02	-0,09	0,02	-0,05

Różnice w zajmowaniu miejsc w niszy niwalnej przez populacje wybranych gatunków roślin wskaźnikowych pokazuje rycina 4. Borówka czarna rośnie na krawędziach, a kosmatka brunatna występuje w osi zagłębienia niwalnego czyli w miejscach silnie wilgotnych na początku sezonu wegetacyjnego oraz chronionych przed wpływem przymrozków w tym okresie. Po częściowym stopieniu się płata na odsłoniętych wzdłuż jego granic miejscach, poddanych działaniu spływającego zimnego powietrza tworzą się warunki najmniej korzystne dla rozwoju roślinności. Występujący tam sit skucina (*Juncus trifidus*), gatunek piętra alpejskiego, schodzi w tych warunkach nawet w piętro subalpejskie, wskazując miejsca najbardziej aktywnego działania procesów mrozowych, czego wyrazem jest brak zwartej pokrywy roślinnej.

W omawianym przykładzie widoczny jest ścisły związek roślin ze śniegiem, który jest także czynnikiem geomorfologicznym. Zróznicowanie roślinności zatem pośrednio wskazuje na zróznicowanie procesów modelujących ten fragment stoku, gdyż z nasaczeniem pokryw wodą z topniejącego płata związane są ruchy masowe — spełzywanie, soliflukcja w dnie niszy, ruchy mrozowe gruntu na słabo pokrytych przez roślinność częściach niszy.

Potwierdzenie tezy, że zróznicowanie roślinności odzwierciedla jej reakcję na niektóre czynniki abiotyczne, np. długość zalegania pokrywy śnieżnej czy współczesne procesy morfogenetyczne, znajdujemy porównując mapę typów powierzchni stoku (Kotarba i inni 1979) z mapami zanikania śniegu oraz roślinności stoku Skrajnej Turni (ryc. 5). Relacje pomiędzy tymi elementami pokazano w tabeli 2.

Najważniejszym czynnikiem decydującym o zróznicowaniu roślinności w

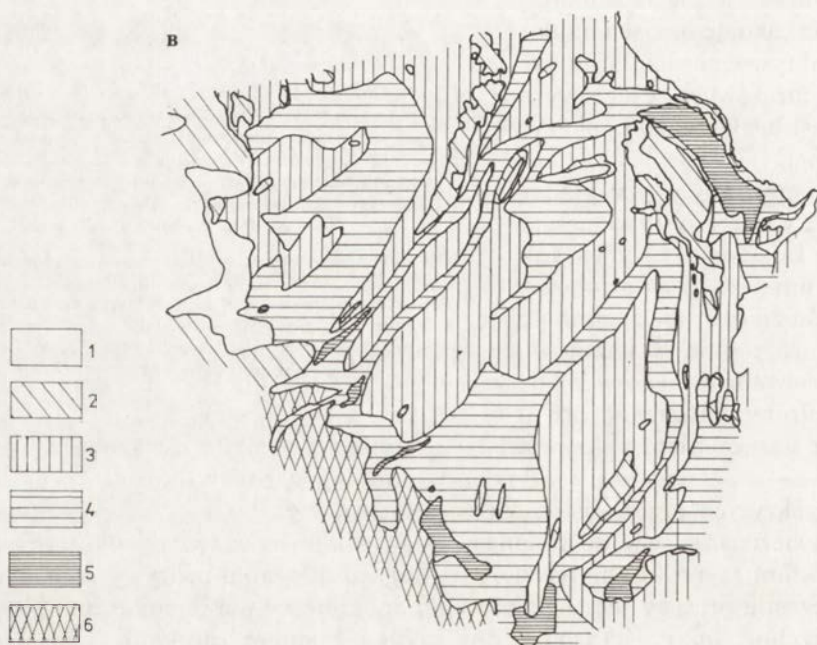
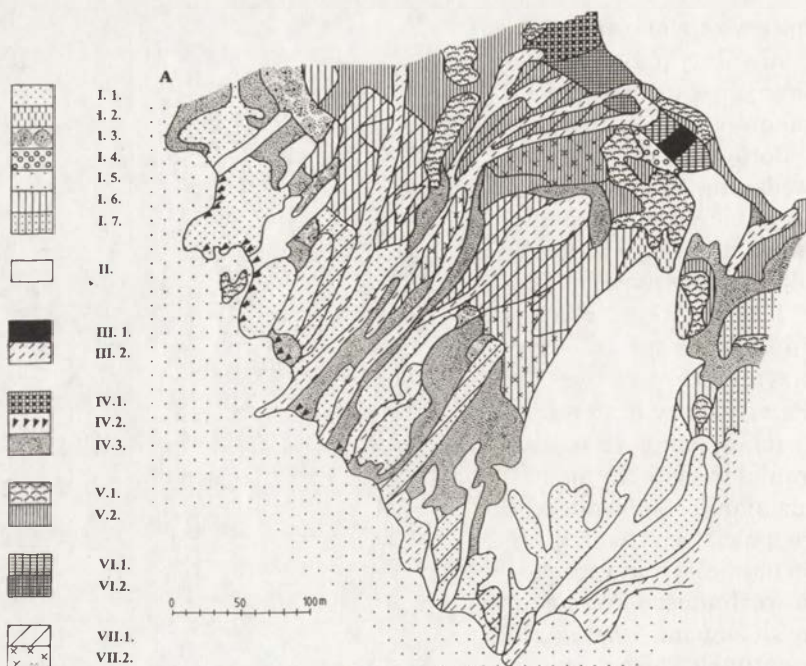


Ryc. 4. Obfitość występowania wybranych gatunków roślin w niszy niwalnej na Beskidzie

A — kosmatka brunatna (*Luzula spadicea*),
B — borówka czarna (*Vaccinium myrtillus*), C — sit skucina (*Juncus trifidus*); 1 — brak gatunku, 2 — występowanie nieliczne, 3 — występowanie liczne, 4 — występowanie bardzo liczne

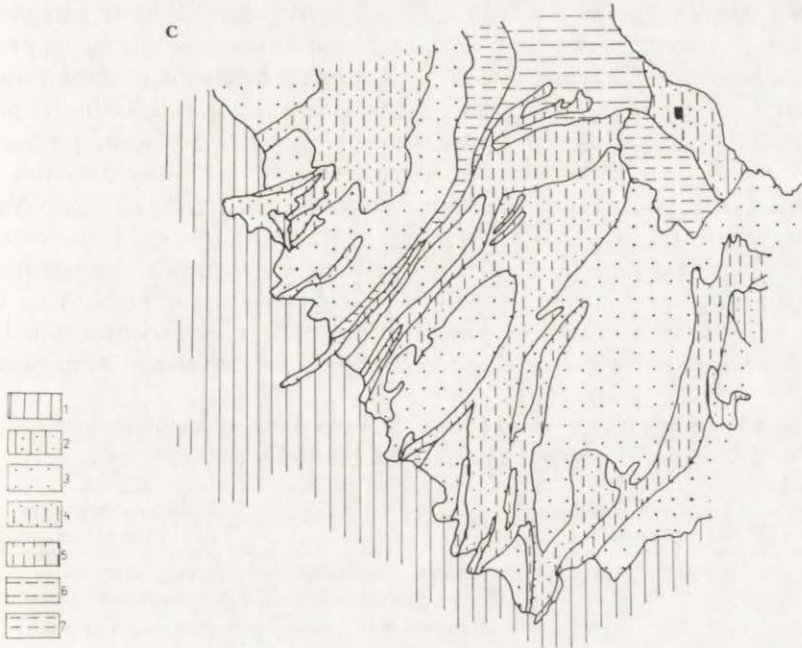
Abundance of the selected plant species in the nival niche on the Beskid Mt

A — *Luzula spadicea*, B — *Vaccinium myrtillus*, C — *Juncus trifidus*; 1 — absence of the species, 2 — rare presence, 3 — abundant presence, 4 — very abundant presence



Ryc. 5. Stok Skrajnej Turni
Slope of the Skrajna Turnia

C



- A** — Roślinność północnych zboczy: I — murawy alpejskie — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi*, I.1. — *typicum i cetrarietosum*, I.2. — *salicetosum kitaibelianae*, I.3. — postać piargowa z *Juncus trifidus*, I.4. — postać piargowa z *Oreochloa disticha*, I.5. — murawy alpejskie na stromych półkach skalnych, I.6 — postać subalpejska, I.7. — murawy subalpejskie na stromych półkach skalnych, II. — *Rhizocarpetalia* — zbiorowiska porostów naskalnych, III. — zbiorowiska wyleżyskowe, III.1. — *Salicetum herbaceae*, III.2. — *Luzuletum spadiceae*, IV. — ziólorośla i traworośla, IV.1. — *Aconitum firmi*, IV.2. — *Athyrium alpestris*, IV.3. — *Calamagrostietum villosae tatricum*, V. — zarośla kosodrzewiny i borówczyska, V.1. — *Pinetum mughi carpaticum*, V.2. — *Vaccinietum myrtilli*, *Empetro-Vaccinietum*, VI. — powypasowe zbiorowiska trawiaste, VI.1. — zbiorowisko z *Festuca picta*, VI.2. — *Hieracio alpini-Nardetum*, zbiorowisko z *Deschampsia flexuosa*, VII. — kompleksy przestrzenne, VII.1. — kompleksy z *Luzuletum spadiceae*, VII.2. — kompleks z *Calamagrostietum villosae tatricum*;
- B** — Zanikanie pokrywy śnieżnej; stok bez śniegu: 1 — przed 8.05.1992, 2 — przed 20.05.1992, 3 — przed 12.06.1992, 4 — przed 6.07.1992, 5 — po 6.07.1992;
- C** — Typy powierzchni stoków; stok modelowany przez: 1 — wietrzenie i korazję, 2 — wietrzenie i spelzwywanie gruzu, 3 — spelzwywanie gruzu, 4 — spelzwywanie i procesy torencjalne, 5 — procesy torencjalne, 6 — spelzwywanie gleby, 7 — soliflukcję i spelzwywanie gleby

- A** — Vegetation of northern slopes: I — alpine swards — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi*, I.1. — *typicum and cetrarietosum*, I.2. — *salicetosum kitaibelianae*, I.3. — scree form with *Juncus trifidus*, I.4. — scree form with *Oreochloa disticha*, I.5. — sparsely covered alpine swards on rockwalls, I.6 — subalpine form, I.7. — sparsely covered subalpine meadows on rockwalls, II. — *Rhizocarpetalia* — epilithic lichen communities, III. — snow-bed communities, III.1. — *Salicetum herbaceae*, III.2. — *Luzuletum spadiceae*, IV. — macroforbs and avalanche meadows, IV.1. — *Aconitum firmi*, IV.2. — *Athyrium alpestris*, IV.3. — *Calamagrostietum villosae tatricum*, V. — subalpine scrubs and dwarf shrub communities, V.1. — *Pinetum mughi carpaticum*, V.2. — *Vaccinietum myrtilli*, *Empetro-Vaccinietum*, VI. — grassland communities after grazing, VI.1. — community of *Festuca picta*, VI.2. — *Hieracio alpini-Nardetum*, community of *Deschampsia flexuosa*, VII. — spatial complexes, VII.1. — complex with *Luzuletum spadiceae*, VII.2. — complex with *Calamagrostietum villosae tatricum*;
- B** — Disappearance of snow cover; slope without snow cover: 1 — before 8 May, 1992, 2 — before 20 May, 1992, 3 — before 12 Jun., 1992, 4 — before 6 Jul., 1992, 5 — after 6 Jul., 1992, 6 — rock walls;
- C** — Types of the slope surface; slope modelled by: 1 — weathering and corrasion, 2 — weathering and debris creeping, 3 — debris creeping, 4 — creeping and torrential processes, 5 — torrential processes, 6 — soil creeping, 7 — solifluction and soil creeping

górach jest czynnik klimatyczny, powodujący piętrowość. Długość zalegania pokrywy śnieżnej jest drugim co do ważności czynnikiem, powodującym przestrzenną zmienność zbiorowisk roślinnych, istotnym także dla procesów morfologicznych. Zróżnicowanie roślinności jest także odbiciem działalności procesów rzeźbotwórczych. Najbardziej widoczne są związki: *Luzuletum spadiceae* — procesy torencjalne czyli głównie spływy gruzowe; *Calamagrostietum* — spelżywanie gruzu oraz aluwacja stoku; *Vaccinietum myrtilli*, *Hieracio-Nardetum*, *Empetro-Vaccinietum* — soliflukcja i spelżywanie gleby. Można zatem powiedzieć, że rodzaj procesu dominującego w przekształcaniu danego fragmentu stoku znajduje odzwierciedlenie w charakterystycznej kombinacji typów roślinności. O związkach dotyczących także intensywności procesów będzie można powiedzieć dopiero po zakończeniu badań na stałych powierzchniach.

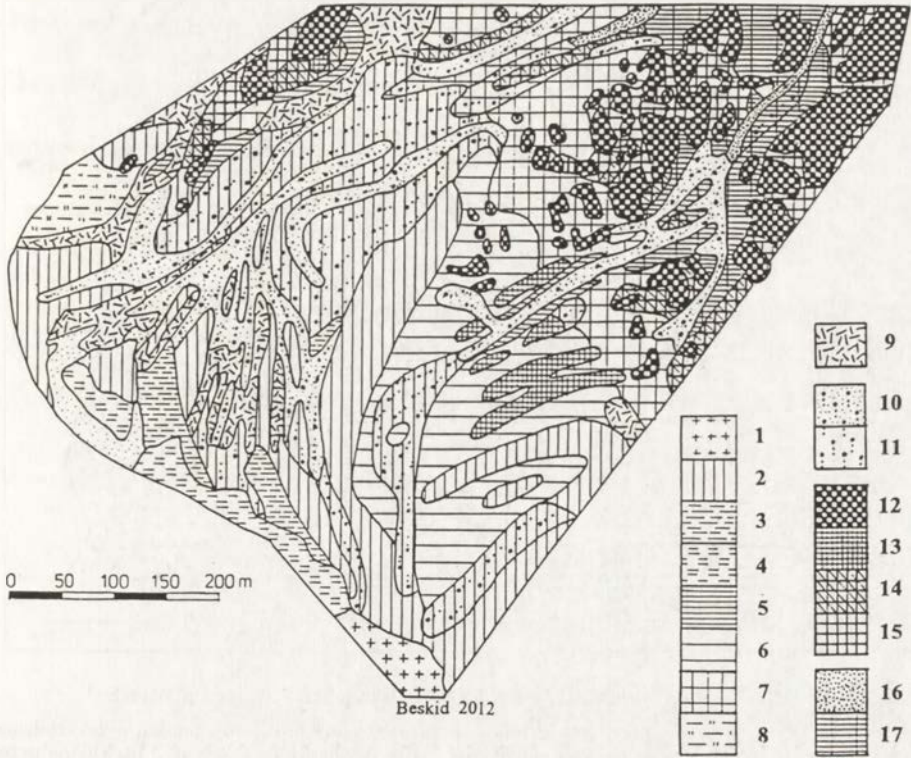
Tabela 2. Związki między zbiorowiskami roślinnymi a procesami morfogenetycznymi
Relationships between plant associations and morphological processes

Piętra roślinne	Długość zalegania pokrywy śnieżnej	Zbiorowiska roślinne	Dynamiczne typy powierzchni stokowych
alpejskie	3	<i>Oreochloa distichae</i> — <i>Juncetum trifidi</i>	procesy torencjalne i spelżywanie gruzu
górna część piętra subalpejskiego	3	<i>Oreochloa distichae</i> — <i>Juncetum trifidi</i> forma subalpejska	spelżywanie gruzu i procesy torencjalne
subalpejskie	1 — 2	<i>Vaccinietum myrtilli</i> <i>Hieracio-Nardetum</i> <i>Empetro-Vaccinietum</i> <i>Pinetum mughi</i>	soliflukcja i spelżywanie gruzu
alpejskie i subalpejskie	3 — 4	<i>Aconitetum firmi</i> <i>Athyrietum alpestris</i> <i>Calamagrostietum</i>	spelżywanie gleb, procesy torencjalne spelżywanie gleb spelżywanie gruzu, procesy torencjalne
	4 — 5	<i>Luzuletum spadiceae</i> <i>Salicetum herbaceae</i>	procesy torencjalne deluwacja
	(2) — 3 — (4)	<i>Rhizocarpetum</i> i inne zbiorowiska porostów	spelżywanie gruzu i wietrzyenie-korazja

O intensywności procesów morfologicznych, ocenianej na podstawie danych jakościowych, możemy wnioskować porównując szkic roślinności i szkic geomorfologiczny kotła Gąsienicowego na stokach Kasprowego Wierchu (ryc. 6):

- *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi typicum* czyli murawa alpejska podzespołu typowego zajmuje stoki przekształcane przez powolne ruchy masowe, ale o bardzo małej intensywności;
- *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi sphagnetosum*, czyli murawa alpejska z torfowcami, świadcząca o dużej wilgotności podłoża, wskazuje miejsca o większej intensywności soliflukcji związanej oraz miejsca występowania tufurów przekształconych przez grawitację;
- *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi salicetosum herbaceae* związane jest z przekształcanymi przez procesy kriogeniczne dnami nisz niwalnych;

— *Luzuletum spadiceae* zajmuje fragmenty stoku przekształcone przez sploty gruzowe, związane jest z przemywaniem pokryw wodą z toniejących płatów.

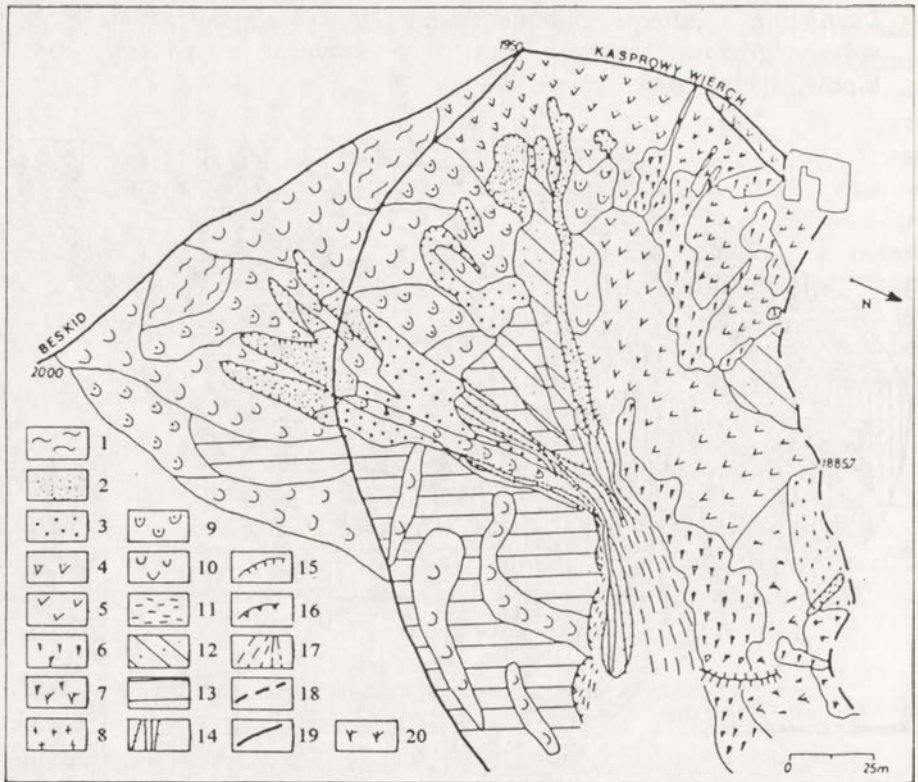


Ryc. 6A. Mapa roślinności Kotła Gąsienicowego

1 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* w kompleksie przestrzennym z *Rhizocarpetalia*,
 2 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi typicum*, 3 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi sphagnetosum*, 4 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi salicetosum herbaceae*, 5 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* postać piargowa z *Juncus trifidus*, 6 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi caricetosum sempervirentis*, 7 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* postać subalpejska,
 8 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* postać zsynantropizowana, 9 — *Rhizocarpetalia*,
 10 — *Luzuletum spadiceae*, 11 — *Luzuletum spadiceae* w kompleksie przestrzennym, 12 — *Pinetum mughi*, 13 — *Empetro-Vaccinietum*, 14 — *Vaccinietum myrtilli*, 15 — kompleks przestrzenny *Vaccinietum myrtilli* i *Calamagrostietum villosae*, 16 — *Cerastio fontani* — *Deschampsietum caespitosae*, 17 — zbiorowisko z *Deschampsia flexuosa*

Vegetation map of Gąsienicowy Cirque

1 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* in spatial complex *Rhizocarpetalia*, 2 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi typicum*, 3 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi sphagnetosum*, 4 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi salicetosum herbaceae*, 5 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* sreeve form with *Juncus trifidus*, 6 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi caricetosum sempervirentis*, 7 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* subalpine form, 8 — *Oreochloa distichae* — *Juncetum trifidi* anthropogenic form, 9 — *Rhizocarpetalia*, 10 — *Luzuletum spadiceae*, 11 — *Luzuletum spadiceae* in spatial complex, 12 — *Pinetum mughi*, 13 — *Empetro-Vaccinietum*, 14 — *Vaccinietum myrtilli*, 15 — spatial complex of *Vaccinietum myrtilli* and *Calamagrostietum villosae*, 16 — *Cerastio fontani* — *Deschampsietum caespitosae*, 17 — community of *Deschampsia flexuosa*



Ryc. 6B. Szkic geomorfologiczny Kotła Gąsienicowego na Kasprowym Wierchu

1 — dna wyleżysk, 2 — dna nisz i powierzchnie rozcięć erozyjnych, bez roślinności, przekształcane przez niwację, liniową erozję deszczową i spłukiwanie, 3 — powierzchnie jak w p. 2 utrwalane przez roślinność, 4 — stok ze splezywaniem pokryw z dużym udziałem materiału drobnego, 5 — splezywanie pokryw darniowych po dużych głazach, 6 — pola gruzu, 7 — pola gruzu z pojedynczymi kępami traw, 8 — stok skalny, 9 — stok intensywnie przekształcany przez soliflukcję, z girlandami i terasetkami, 10 — stok ze splezywaniem i soliflukcją (przekształconymi tufurami?), 11 — bruk niwalny, utwalony darnią, 12 — gładki, stabilny, zadarniony stok na pokrywach, gdzie grube głazy są zatopione w drobnej zwietrzelinie, 13 — stok dojrzały, gładki na grubej zwietrzelinie, mało aktywny, 14 — rynny i wały nieaktywnych spływów gruzowych, 15 — krawędzie aktywnych nisz i rozcięć erozyjnych, 16 — krawędzie i załomy, 17 — równina aluwialna, 18 — grań, 19 — ścieżka turystyczna, 20 — płyty kosówki

Geomorphological sketch of the Kocioł Gąsienicowy at the Kasprowy Wierch summit

1 — bottoms of snow beds, 2 — bottom of niches and surfaces of erosional gullies modified by nivation, linear erosion and slope wash, 3 — surfaces as in 2 stabilized by vegetation, 4 — slopes with creeping of debris with large quantities of fine materials, 5 — creeping of the sward covers over large boulders, 6 — debris field, 7 — debris fields with singular grass tussocks, 8 — rocky slope, 9 — intensively solifluction modified slope with terracettes, 10 — slope with creeping and solifluction (with modified tufurs), 11 — nival pavement stabilized by sward, 12 — smooth, stable sward covered slope, where coarse boulders are buried in fine debris, 13 — mature, smooth slope on the thick weathered material, weakly active, 14 — troughs and ramparts of inactive debris flows, 15 — embankments of active niches and erosional gullies, 16 — embankments and scars, 17 — alluvial plains, 18 — ridge crest, 19 — touristic route, 20 — mountain dwarf pine patches

PODSUMOWANIE

Przedstawione powyżej przykłady dowodzą, że roślinność może w sposób bezpośredni lub pośredni być używana jako wskaźnik denudacji na stoku wysokogórskim.

W skali mikro czyli jednej formy morfologicznej możliwe jest uchwycenie ilościowych związków gatunków wskaźnikowych z warunkami siedliskowymi.

W skali mezo możliwa jest korelacja zbiorowisk wskaźnikowych z zespołami procesów.

LITERATURA

- Balcerkiewicz S., Wojterska M., 1986, *Landforms and plant communities in the highmountain vegetation belts in the Tatra Mountains*, Coll. phytosociol., 13. *Vegetation et geomorphologie*, Bailleul 1985, J. Cramer, Berlin-Stuttgart, 268-277.
- Kotarba A. i inni, 1979, *Field experiments on high mountain slopes of the Tatra Mts*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 13.
- Kostrowicki A.S., Wójcik Z., 1972, *Podstawy teoretyczne i metodyczne oceny warunków przyrodniczych przy pomocy wskaźników roślinnych*, (w:) *Metody oceny warunków przyrodniczych produkcji rolniczej*, Biul. KPZK PAN, 71, 3-63.

DENUDACJA CHEMICZNA W ZLEWNI ROPY

CHEMICAL DENUDATION IN THE ROPA DRAINAGE BASIN

PAWEŁ PROKOP, ROMAN SOJA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. In this paper there are presented the results of the studies on chemical denudation in the Ropa drainage basin (the Beskid Niski Mts) to the profile at Szymbark. Low variability is a general feature of spatial differentiation of specific conductivity, pH, dry residue, contents of calcium and magnesium ions in the Ropa drainage basin. The anthropogenic component of chemical denudation does not exceed 25% while it is estimated at 54% in the entire Vistula drainage basin.

W świetle przewodniej roli jaką odgrywa denudacja chemiczna we współczesnym przekształcaniu środowiska, zrozumiałe jest duże zainteresowanie tym problemem. W ostatnich latach ukazało się kilka znaczących prac, które dają przegląd metod badań, zamieszczają wyniki, wprowadzają udoskonalenia w technikach pomiarów terenowych (Kostrzewski, Pulina, red., 1992, Maruszczak 1990a, Kotarba, red., 1992, Welc 1985). Nieliczne są w dalszym ciągu opracowania regionalne, dokumentujące wielkość transportu roztworów (Rzepa 1992, Maruszczak 1990b). Dotyczy to zwłaszcza obszarów o słabo przekształconym środowisku, gdzie denudacja chemiczna jest głównie funkcją naturalnych procesów.

Zlewnie Beskidu Niskiego w większości cechuje niewielka antropopresja, co jest okolicznością sprzyjającą do poznania niezaburzonego zróżnicowania przestrzennego denudacji chemicznej. Badania przeprowadzono w zlewni Ropy do Szymbarku, wykonując kilkanaście serii pomiarów w 60 punktach. Najwięcej uwagi poświęcono wodom powierzchniowym, ale pobierano także wody ze źródeł, młak i wypływów z pokryw, które bezpośrednio zasilają cieki. Dla każdej zlewni określono podstawowe parametry: wielkość zlewni, budowę geologiczną z punktu widzenia odporności na proces ługowania, zalesienie itp. Mierzono przewodnictwo wody, pH, oznaczano zawartość jonów wapnia, magnezu, twardość węglanową, chlorki, suchą pozostałość. Pomiaru dokonano w bardzo zróżnicowanych sytuacjach hydrometeorologicznych, przy dużym zasilaniu wodami z pokryw wiosną i przy głębokiej niżówce jesienią. W niniejszym opracowaniu przedstawiono dane uśrednione z 16 serii pomiarowych. Pominięto w oznaczeniach zawartość siarczanów, które w największej mierze są dostarczane do zlewni wraz z opadem atmosferycznym. W granicach błędu pomiarowego 10% mieści się zawartość jonów żelaza, potasu, fosforu, związków azotowych itp., decydujących o jakości wody, ale nie mających znaczenia w ogólnym bilansie denudacyjnym.

Cechą ogólną przestrzennego zróżnicowania przewodności właściwej, pH, suchej pozostałości i zawartości jonów wapnia i magnezu w zlewni Ropy jest

ich mała zmienność. Przewodność właściwa wody zamyka się średnio w 250–450 mikrosimensach. Wyższe przewodnictwo wykazują wody źródeł (zwłaszcza z osadami martwicy wapiennej) i niewielkich cieków o dominującym w przepływie udziale wód źródłanych, wody podziemne w studniach, młaki i dwa ciekły o zlewniach bardzo gęsto zasiedlonych. Niższe od 250 mikrosimensów wartości wykazują wody cieków w źródłowej, wododzielnej części zlewni Ropy i wody z pokryw zwietrzelinowych.

Zebrany materiał pozwala na przedstawienie zmienności wymienionych wcześniej elementów z biegiem rzeki Ropy. Wody źródłowych cieków Ropy powyżej Wysowej mają przewodnictwo 230–240 mikrosimensów. Przewodność wód Ropy w Wysowej rośnie do 275 mikrosimensów, co jest wynikiem dopływu znacznie bardziej zmineralizowanych wód cieków odwadniających zlewnie zbudowane przeważnie z łupków. Przed Uściem Gorlickim mineralizacja wód Ropy wzrasta do 325 mikrosimensów i jest wyższa o 10–20% od mineralizacji wód zasilających ją dopływów, co wskazuje na udział wód o zmienionym składzie z rejonu uzdrowiska Wysowa i Hańczowej, gdzie mieści się duże gospodarstwo rolne. Największy wzrost dotyczy stężenia chlorków, z 7 mg l⁻¹ powyżej Wysowej do 17 mg l⁻¹ poniżej.

Mineralizacja wód Ropy nie zmienia się pod wpływem zasilającej ją Zdyni, która podwaja przepływ rzeki głównej. Wzrost mineralizacji następuje dopiero na odcinku Łosie — Szymbark i wynika w równej mierze z wpływu człowieka i z zasilania wodami o przewodności rzędu 400 mikrosimensów, typowymi dla cieków o niezmienionym środowisku.

Wody Ropy w Szymbarku mają przewodność średnio 365 mikrosimensów, a wartości skrajne wyznacza przedział 250–480 mikrosimensów. Na podstawie pomiarów przewodnictwa wody dopływów i zmiany tej wielkości z biegiem rzeki i zawartości w wodzie podstawowych jonów, można wstępnie ocenić udział składowej antropogenicznej w całości odpływu. Przewodność właściwa wód o niezmienionym składzie wynosi około 310 mikrosimensów i jest o 15–17% niższa od wartości średniej wód Ropy w Szymbarku. W zakres ten wchodzi także zanieczyszczenie obszarowe przenoszone przez atmosferę, które Maruszczak i Wilgat (1992) oceniają na 14% w całej zlewni Wisły. Szacunkowe obliczenia wskazują, że w zlewni Ropy antropogeniczna składowa denudacji nie przekracza 25%, w całej zlewni Wisły zaś wymienieni wyżej autorzy oceniają ją na 54%.

LITERATURA

- Kostrzewski A., Pulina M. (red.), 1992, *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej*, Katowice.
- Kotarba A. (red.), 1992, *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155.
- Maruszczak H., 1990a, *Denudacja chemiczna*, (w:) *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153, 23-41.
- 1990b, *Sediment transport in the Vistula drainage basin*, (w:) L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, part III*, Geogr. Stud., Spec. Iss., IGiPZ PAN, 5, 85-90.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1992, *Zróźnicowanie regionalne geosystemów dorzecza Bugu w świetle badań odpływu roztworu*, Ann. UMCS, Sec. B, vol. 44/45, 7, 131-144.
- Rzepa Cz., 1992, *Wpływ denudacji na chemizm wód w zlewni Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich*, Kieleckie Tow. Nauk., Kielce.
- Welc A., 1985, *Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych (na przykładzie zlewni Potoku Bystrzanka)*, Dok. Geogr., 5.

METEOROLOGICZNE I HYDROLOGICZNE WARUNKI RUCHÓW OSUWISKOWYCH

METEOROLOGICAL AND HYDROLOGICAL CONDITIONS OF LANDSLIDES

EUGENIUSZ GIL

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. The paper presents an influence of meteorological and hydrological conditions on the mass movements modelling flysch slopes. Simultaneous studies of these processes allowed for determination of the relationship between the supply of precipitation water, its circulation on the slope and landslide movements.

Deep, weathered-rocks landslides occurring on the shale and shale-sandstone deposits are formed under conditions of saturation, when storage exceeds outflow of water as surface runoff, subsurface flow and evapotranspiration. Such conditions are fulfilled during precipitation whose total is over 250 mm and intensity below 0.025 mm/min and which lasts 20–40 days. During the falls of rain which are similar as to the magnitude but of the large intensity (exceeding infiltration capacity of the substratum) water flows out of the slopes as surface runoff, subsurface flow and evapotranspiration. If there is not full saturation, then shallow flows of weathered mantles occur or landslides are periodically active.

Dominujące znaczenie w modelowaniu stoków przez ruchy masowe mają warunki meteorologiczne i hydrologiczne. Czynniki te, należące do tzw. czynników aktywnych, są różnicowane zarówno w poszczególnych latach jak i w obrębie sezonów. Ich rola polega na dostawie wody obecnej w podłożu.

Na związek występowania ruchów masowych z wysokością zwracali uwagę m.in. Sawicki (1917), Klimaszewski (1935), Starkel (1960), Ziętara (1968), Thiel i Zabuski (1979). Jednocześnie analizowano obieg wody w podłożu, który kształtuje zmienne warunki uwilgotnienia, a zatem wpływa na parametry wytrzymałościowe podłoża (Wiłun 1976, Thiel 1976, Gil, Kotarba 1977, Thiel i inni 1979), zmieniając warunki hydrostatyczne i grawitacyjne stoku.

Ostatnio wiele uwagi w literaturze poświęcono progowym wartościom opadowym warunkującym powstawanie osuwisk lub ich odnawianie. M. Govi i inni (1980, 1982), badając ruchy masowe w Piemontcie (średnie opady roczne 700–2100 mm), stwierdza że płytkie ruchy masowe typu *mud-flow* i *debris-flow* wywołane są 1–3-dniowymi tzw. opadami krytycznymi, które stanowią 13–14% sumy opadów rocznych. Wysokość opadów krytycznych uzależniona jest od ilości opadów w 30–35-dniowym okresie poprzedzającym, który nazywany

jest "suchym" jeśli opady wynoszą 70 mm, lub "wilgotnym" gdy opady wynoszą 140–300 mm. Podczas wilgotnego okresu zimowo-wiosennego ruchy masowe zachodzą przy niższych opadach krytycznych aniżeli w sezonie letnio-jesiennym. W zależności od skał podłoża progowe wartości opadów wynoszą 140–300 mm. Podczas wilgotnego okresu zimowo-wiosennego ruchy masowe zachodzą przy niższych opadach krytycznych aniżeli w sezonie letnio-jesiennym. W zależności od skał podłoża progowe wartości opadów wynoszą: dla margli, ilów i piasków 90–100 mm — ruchy początkowe, 200–220 mm — ruchy katastrofalne, wapieni mezozoicznych i mułowców odpowiednio 270–300 mm i 400–450 mm, dla serpentynitów 350–450 mm i 600 mm. Powszechne katastrofalne ruchy osuwiskowe notowane są kiedy opad krytyczny stanowi 28–30% średniej rocznej sumy, a intensywność w końcowej fazie 3–6 godzin wynosi 30–40 mm na godzinę.

Podobną zależność stwierdzono w dolinie Fiorentiny (Silvano i inni 1984) — ruchy masowe występują przy opadach rzędu 230 mm w ciągu 15–30 dni, z maksimum w ostatnich 1–5 dniach. F. Capecchi i P. Focardi (1988) analizując dla lat 1970–1984 opady o wysokości od 100 do 400 mm doba^{-1} , obliczyli współczynnik opadów krytycznych iloczynem danego okresu opadowego pomnożonego przez współczynnik hydrologicznej własności terenu i 15-dniowego opadu konsekwentnego o 20-letniej powtarzalności. Współczynnik ten przyjmuje wartości od 0 do 1,0; powyżej wartości 0,5 notowane są ruchy osuwiskowe.

W. Froehlich, L. Starkel (1987), badając procesy w Dardziłińskich Himalajach zbudowanych głównie z gnejsów i filitów, stwierdzili, że opady dobowe powyżej 250 mm i kilkudniowe powyżej 350 mm wywołują lokalne sploty gruzowo-błotne. Powszechne przeobrażanie stoków zachodzi przy opadach dobowych powyżej 600 mm, kiedy intensywność opadów dochodzi do 50 mm na godzinę.

J. P. Meneroud (1983) rozpatruje rozwój ruchów masowych na tle wpływu opadów na wahania zwierciadła wód gruntowych w południowo-wschodniej Francji. Próg opadowy dla istniejących tam warunków został określony w wysokości 300 mm, przy intensywności opadów powyżej 5 mm doba^{-1} , z epizodami powyżej 20 mm doba^{-1} .

W Karpatach stwierdzono, że wysokość opadów i związane z nimi wahania stanów wód gruntowych mają wpływ na przemieszczanie mas osuwiskowych, jednak ranga tych czynników jest różna w różnych częściach osuwiska, jeżeli koluwia magazynują większe ilości wody (Gil, Kotarba 1977). L. Starkel (1976) oraz E. Gil, L. Starkel (1979) zwracają uwagę na rolę wysokości i natężenia opadów oraz rozdział wody opadowej na spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy, które są przyczyną odpowiedniego modelowania stoków.

Rolę opadów i obiegu wody na stoku fliszowym oraz ich wpływ na jego stateczność przedstawiono w pracy zbiorowej pod redakcją K. Thiela (1989). Na podstawie szczegółowych obserwacji przeprowadzonych na osuwisku "Bystrzyca" w Szymbarku w latach 1981–1985 określono następujące parametry powodujące uruchomienie mas osuwiskowych:

- wysokość opadu rocznego powyżej 1000 mm,
- wysokość opadu miesięcznego powyżej 200 mm,

— średnia intensywność opadów nie przekracza $0,025 \text{ mm min}^{-1}$.

Niniejsza praca analizuje dostawę wody na powierzchnię stoku i jej rozdział na elementy składowe w okresach kiedy w sąsiedztwie notowano występowanie ruchów masowych. Badania obiegu wody prowadzono od 1968 r. na stoku doświadczalnym, nieosuwiskowym na Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku (Słupik 1973, Gil, Starkel 1979, Gil 1986, Thiel i inni 1989), o warunkach fizycznogeograficznych podłoża podobnych lub zbliżonych do występujących na obserwowanych osuwiskach.

WARUNKI OPADOWE W CZASIE NIEKTÓRYCH RUCHÓW OSUWISKOWYCH W KARPATACH

Z obszernej literatury o ruchach masowych wynika, że istnieją okresy znacznego ożywienia osuwisk w latach o wyższych opadach (Sawicki 1917, Klimaszewski 1935, Jakubowski 1974, Starkel 1976, Ziętara 1974). T. Ziętara (1974) analizując rozwój ruchów osuwiskowych na Pogórzu Ciężkowieckim podaje, że ożywienie płytkich osuwisk w ostatnim 40-leciu występowało co 2–10 lat, a głębokich osuwisk strukturalnych co 12–14 lat.

W tabeli 1 zestawilem kilka okresów opadowych, którym odpowiada powstanie poszczególnych osuwisk w różnych częściach Karpat.

Tabela 1. Warunki opadowe w czasie niektórych ruchów osuwiskowych w Karpatach
Precipitation conditions during some landslides in the Carpathians

Miejscowość	Rok	Suma roczna opadów (mm)	Okres opadowy	Wysokość opadów (mm)	Średnia intensywność (mm doba^{-1})	Dni z opadem w okresie (%)	Stacja opadowa
Szymbark	1913	920-1123	16.05-30.06	217-219	7,4	63-65	Gorlice — Grybów
			1.07- 8.08	288-216	11,5-7,7	74-76	
Beskid Żywiecki	1960	1500	1-27.07	484	25,5	70	Piłsko jw.
			21-26.07	256	51,3	100	
Szymbark	1974	1164	21.05-15.06	258	11,2	88	IG PAN Szymbark
			21.09-3.11	285	7,7	84	
Szymbark	1980	1140	3.05-6.07	276	8,1	89	jw.
Połoma	1980	1427	28.05-26.07	718	15,6	71	Terka jw.
			21-26.07	289	57,7	100	
Szymbark	1985	1052	29.05-3.07	246	8,5	80	IG PAN Szymbark

Są to z reguły lata, kiedy sumy roczne opadów przekraczają znacznie średnie z wielolecia (por. Thiel i inni 1989). Z zestawienia wynika, że osuwiska rozwijają się wówczas, kiedy suma opadów w ciągu 20–40 dni przekracza

200–250 mm, a poprzedzający okres charakteryzował się średnimi lub wyższymi od średniej warunkami opadowymi i wilgotnościowymi podłoża. Liczba dni z opadem w takim okresie czasu wynosi z reguły ponad 70% ogólnej liczby dni okresu. Są to zwykle opady o niezbyt dużej intensywności, wynoszącej średnio 7–11 mm doba⁻¹. Z tego obrazu wyróżniają się dwa zdarzenia, kiedy notowane były opady o wysokości 250–290 mm w ciągu kilku ostatnich dni okresu opadowego: w 1960 r. w Beskidzie Żywieckim, a w 1980 r. w Bieszczadach (Połoma) — tego rzędu opad notowany był w ciągu 6 dni, co daje średnią intensywność 51 mm na dobę (Terka). Deszcze te wystąpiły w ostatnich dniach okresów opadowych, wynoszących w Beskidzie Żywieckim 27 dni, a w Bieszczadach 60 dni, w czasie których notowano odpowiednio 484 mm (Pilsko), 718 mm (Terka).

Należy nadmienić, że oba tereny, na których zanotowano ruchy osuwiskowe, są zbudowane z kompleksów piaskowcowych (Ziętara 1968, Dziuban 1983), gdzie do wywołania ruchów masowych potrzebny jest wyższy próg opadowy (Govi i inni 1980). Pozostaje zagadnieniem otwartym, jakiego typu ruchy masowe byłyby wywołane przez jednorazowe opady o takiej wysokości i intensywności, bez poprzedzającego okresu wilgotnego. Obserwacje L. Starkla (1960) w Postołowie nad Sanem i Prochala w Wierchomli (Beskid Sądecki) wskazują, że byłyby to płytkie przemieszczenia pokryw zwietrzelinowych obejmujące znaczne powierzchnie stoków.

CHARAKTERYSTYKA OPADÓW W CZASIE WZMOŻONYCH PROCESÓW OSUWISKOWYCH W SZYMBARKU

Strefa brzeżna Beskidu Niskiego w rejonie Szymbarku jest szczególnie predysponowana do działalności osuwiskowej (Kotarba 1986). Duże deniwelacje (300–450 m) pomiędzy dnem doliny Ropy a kulminacjami grzbietów górskich i złożona budowa geologiczna w strefie brzeżnej płaszczyny magurskiej są przyczyną wzmożonej działalności osuwiskowej. Wtórnie sfałdowane i pocięte na oddzielne bloki masy płaszczyny magurskiej (Świdziński 1973), zbudowane są z piaskowców podścielonych łupkami pstryimi eocenu i łupkowo-piaskowcowymi warstwami kredy. Okrywająca podłożę skalne zwietrzelina gliniasto-gruzowa ma miąższość 2–4 m. Ze względu na ciężki skład mechaniczny naturalna wilgotność pokryw zwietrzelinowych jest wysoka i rzadko spada poniżej 50% pojemności wodnej gruntu (Słupik 1973). Osuwiska rozwijają się głównie w strefach łupkowych, wchodząc również na stoki zbudowane z mniej podatnych na osuwanie piaskowców. Budujące grzbiety górskie wodonośne piaskowce magurskie, podcięte osuwiskami, zasilają wodą niżej leżące utwory łupkowe, zwiększające ich mobilność. Ruchowi podlega nie tylko pokrywa zwietrzelinowa, ale i skały podłoża, a miąższość koluwiów wynosi 3–15 m (Gil, Kotarba 1977, Thiel i inni 1989).

Obserwacje osuwisk w Szymbarku (Dauksza, Kotarba 1973, Gil, Kotarba 1977) wskazują, że dynamika przemieszczania mas osuwiskowych wyraźnie

nawiązuje do wysokości opadów i ich intensywności. Należy jednak rozróżnić dynamikę osuwisk różnego typu (Thiel i inni 1989):

- powstałych w jednej fazie i potem stabilnych,
- wielokrotnie odnawianych,
- stale aktywnych.

Te ostatnie reagują, chociaż z opóźnieniem, na każde większe opady, o czym świadczą przemieszczenia na osuwisku "Zapadle" notowane w latach 1972–1975 (Gil, Kotarba 1977), gdzie po okresach większych opadów w 1973 i 1974 r. przemieszczenia w najbardziej aktywnych strefach wzrosły od 0,5 do 3,0 m na rok. Osuwiska wielokrotnie odnawiane podlegają odmładzaniu tylko podczas wysokich długotrwałych opadów, np. stoki Wiatrówek, Bucza i inne. Natomiast powstawanie nowych osuwisk wiąże się z ekstremalnymi sytuacjami opadowymi (Klimaszewski 1935, Starkel 1976, Gil, Starkel 1979, Dziuban 1983, Sawicki 1917). Ponieważ charakterystyka opadów w ujęciu miesięcznym nie wystarcza do oceny ich wpływu na dynamikę mas osuwiskowych, w tabeli 2 zestawiono okresy opadowe, które były przyczyną ruchów masowych.

Tabela 2. Charakterystyka opadów w czasie wzmóżonych procesów osuwiskowych w Szymbarku
Characteristics of precipitation during intensified landslide processes in Szymbark

Okres opadowy	Ogółem minut	Czas trwania opadów (min)	Czas trwania opadów (% okresu)	Wysokość opadów (mm)	Średnia intensywność (mm min ⁻¹)	Uwagi
21.05-15.06 1974	36 085	10 566	29,3	258,5	0,0245	intensywne ruchy
21.09-3.11 1974	63 360	17 635	27,8	285,3	0,0162	j.w.
30.05-6.07 1980	53 150	8 492	16,0	276,6	0,0325	słabe ruchy odnawiające stare osuwiska
9.07-1.08 1980	32 260	5 440	16,7	211,8	0,0389	j.w.
29.05-3.07 1985	50 283	5 035	10,0	246,3	0,0489	j.w.

Charakterystykę opadową oparto na danych pluwiograficznych Stacji w Szymbarku, z uwzględnieniem ich wysokości, czasu trwania i intensywności.

Z analizy wynika, że dynamika ruchów masowych jest zależna zarówno od wysokości, jak i intensywności opadów. Mała liczba przypadków nie pozwala na ścisłe obliczenie prognozy wysokości i intensywności opadów, choć tę drugą wartość można podać z innych relacji (Thiel i inni 1989). Można jednak wnosić, że opady o wysokości ponad 250 mm, występujące w okresie powyżej 25 dni, których intensywność jest mniejsza od 0,025 mm na minutę, powodują powstawanie nowych osuwisk i odnowienie ruchów na osuwiskach ustabilizowanych. Rzeczywisty czas trwania opadów w okresach deszczowych w

takich sytuacjach, stanowiący powyżej 27% ogólnego okresu, wyraźnie różni się od czasu trwania opadów w okresach deszczowych o podobnej wysokości opadów, a wynoszącego 10–16%, kiedy obserwowano jedynie słabe ruchy masowe na osuwiskach czasowo ustabilizowanych.

Przykładem różnego rodzaju intensywności ruchów masowych jest rok 1974 porównywany z latami 1980 i 1985. Przytoczone wyniki wskazują, że oprócz wysokości opadów, na dynamikę osuwisk mają wpływ inne czynniki, związane ze stanem podłoża.

TRANSFORMACJA OPADU W SPŁYW NA STOKU

Opad spadający na powierzchnię stoku w dalszej transformacji rozdzielany jest bezpośrednio na spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy (Słupik 1973). Relacja między tymi procesami jest uzależniona od budowy geologicznej i użytkowania ziemi, które m.in. określają zdolność zatrzymywania wody w procesie infiltracji. Dla procesów osuwiskowych istotne znaczenie ma ilość wody wsiąkająca w podłoże, która swoją obecnością zmienia parametry wytrzymałościowe gruntu, a jednocześnie stanowi dodatkowy czynnik sił działających w podłożu: grawitacyjnych, hydrostatycznych i hydrodynamicznych. Jednocześnie w procesie ewapotranspiracji odprowadzana jest znaczna ilość wody.

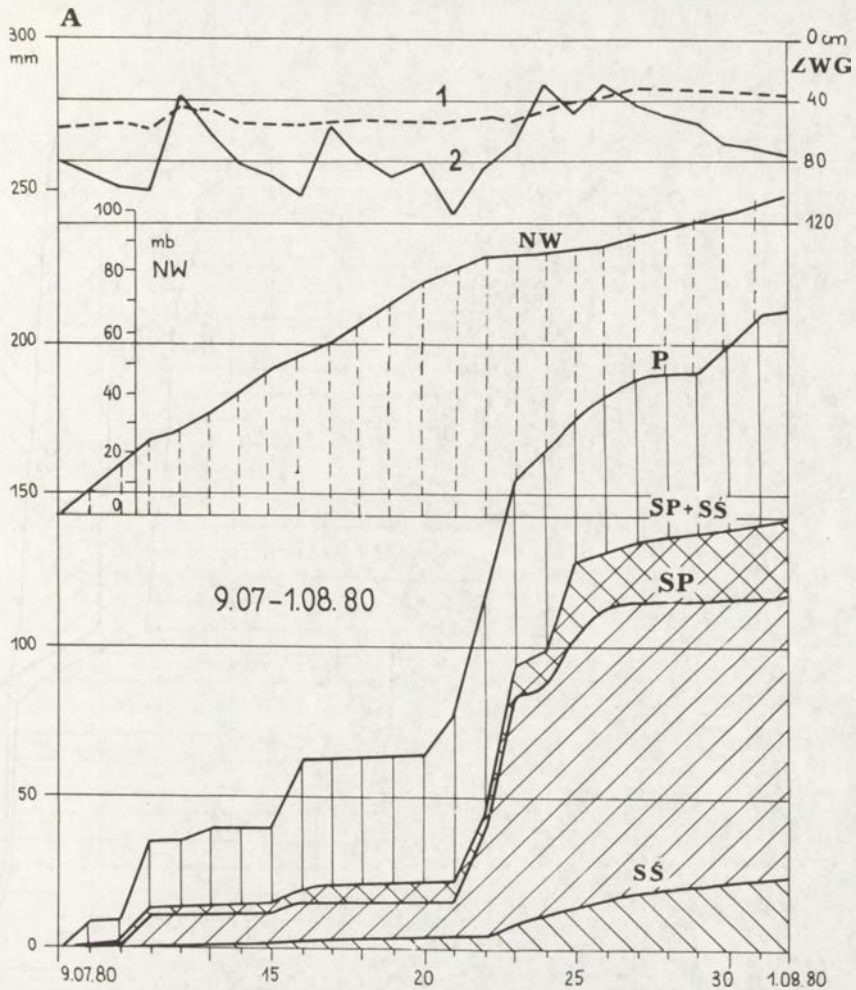
Na rycinach 1A–E przedstawiono następujące dane dla 5 wybranych okresów opadowych:

- krzywą kumulatywną spływu powierzchniowego (*SP*),
- krzywą kumulatywną spływu śródglebowego do głębokości 100 cm (*ŚP*),
- krzywą kumulatywną spływu powierzchniowego i spływu śródglebowego (*SP+ŚŚ*) jako element szybkiego odprowadzania wody ze stoku,
- krzywą kumulatywną niedosytu wilgotności powietrza (*NW*) — prezentującą w przybliżeniu rozmiary ewapotranspiracji,
- wahania stanów wód gruntowych w piezometrach w górnej i dolnej części stoku do głębokości 150 cm — przedstawiające aktualną ilość wody zretencjonowaną w podłożu.

Na załączonych wykresach widać wyraźną zależność pomiędzy ilością wody dostarczanej na stok i kształtowaniem się poszczególnych elementów jej obiegu.

Wielkość elementów w kolejnych przedziałach czasowych jest różna. Zmienne są też proporcje pomiędzy nimi. Ogólnie, można stwierdzić, że ze wzrostem wysokości opadów wzrastają rozmiary spływu powierzchniowego i śródglebowego, podnosi się zwierciadło wód gruntowych, a mała jest — zwłaszcza podczas trwania opadów — ewapotranspiracja. Po ustaniu opadów, czasem nawet wcześniej, kończy się spływ powierzchniowy, wzrasta ewapotranspiracja, powoli opadają stany wód gruntowych i wolno maleje spływ powierzchniowy. Ten generalny obraz jest często bardziej skomplikowany. Przenikanie wody w głąb stoku limitowane jest przez przepuszczalność pokryw, a wielkość retencji zależy nie tylko od objętości wolnych przestrzeni w gruncie, lecz również od początkowej wilgotności.

Przy małym natężeniu opadu następuje powolne nasycanie profilu gle-

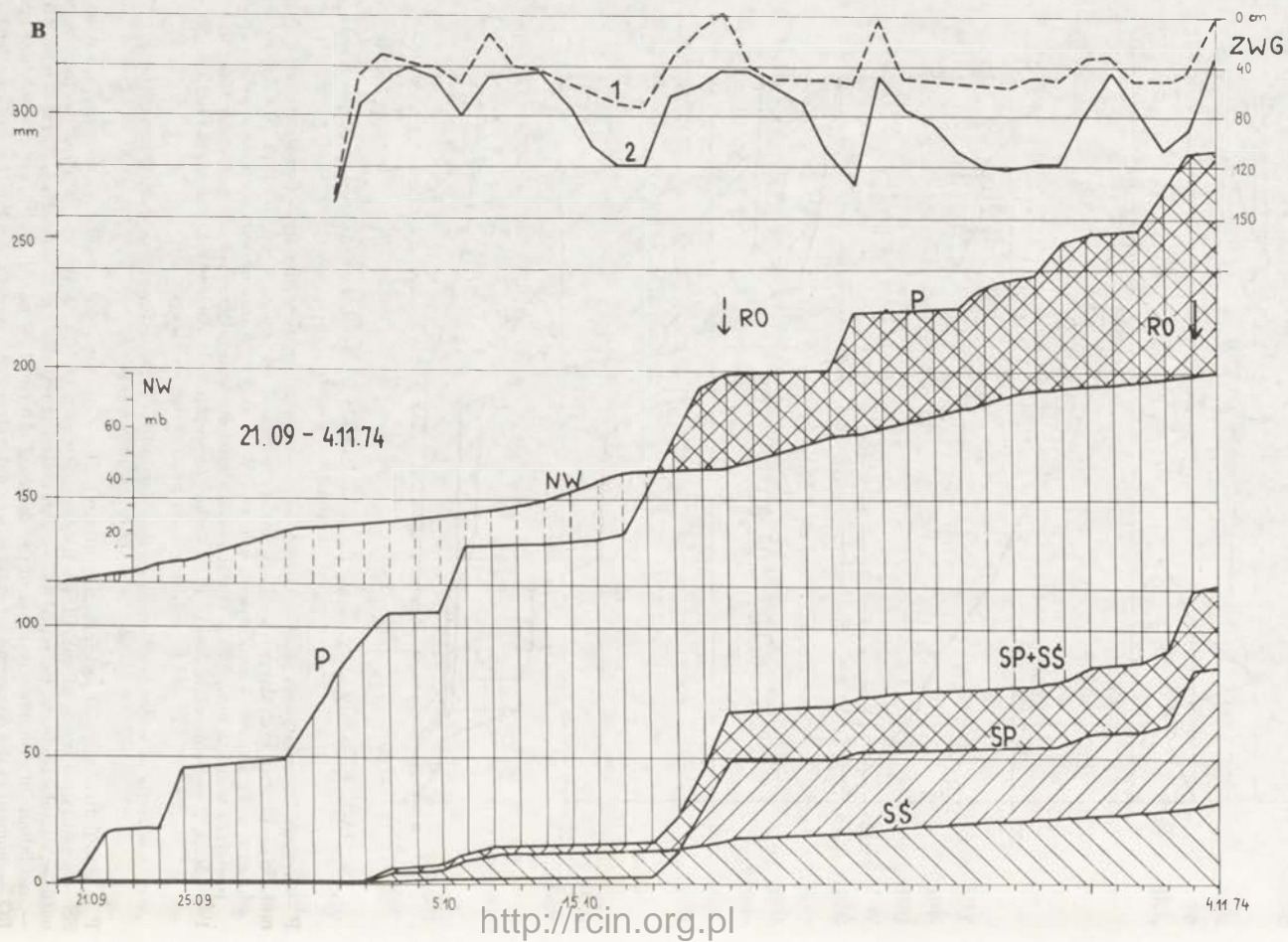


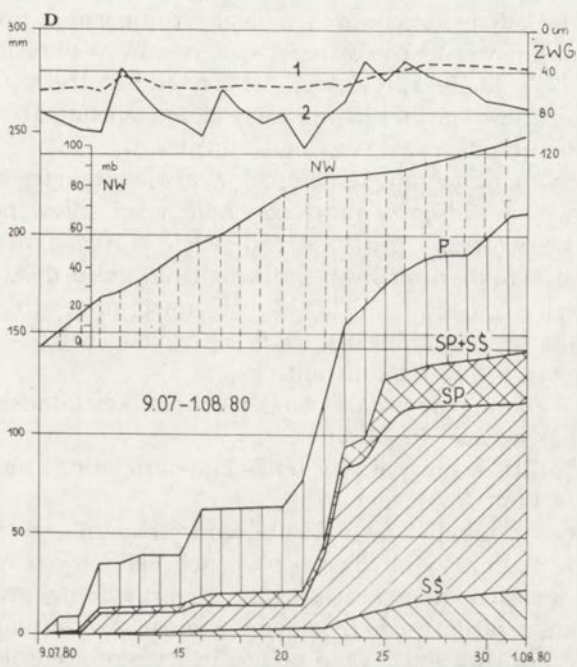
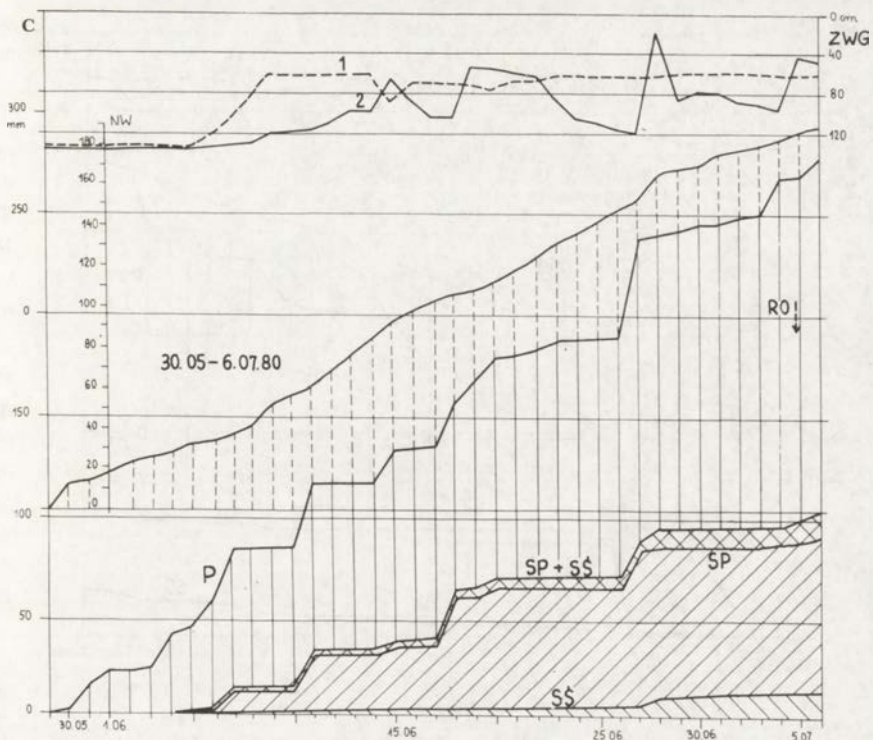
Ryc. 1A-E. Elementy obiegu wody na stoku IG PAN w Szymbarku w okresie występowania ruchów masowych

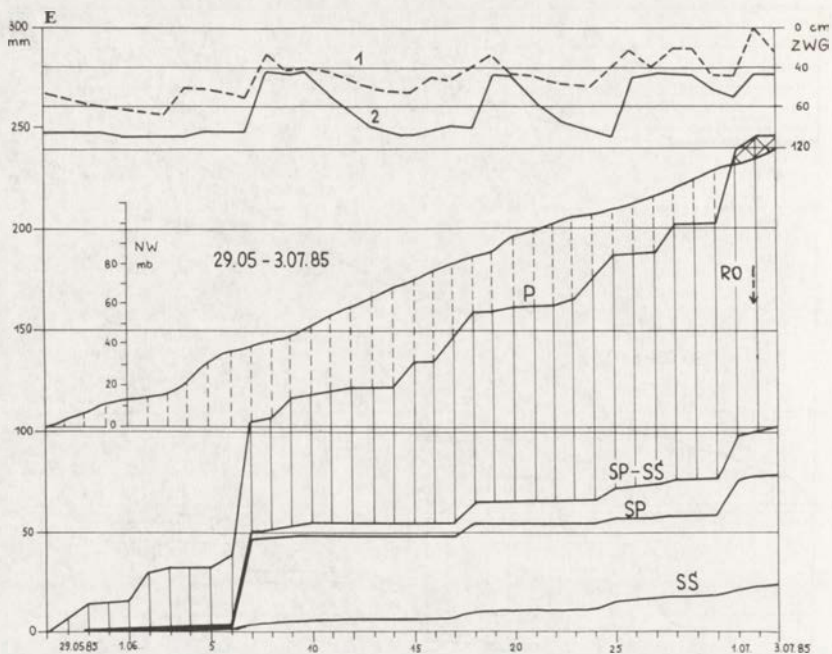
P — krzywa kumulatywna opadów w mm, SP — krzywa kumulatywna splywu powierzchniowego w mm, SS — krzywa kumulatywna splywu śródglebowego w mm do głębokości 100 cm, SP+SS — suma odpływu wody; krzywa kumulatywna w mm, NW — krzywa kumulatywna niedosytu wilgotności powietrza w mb = mm, ZWG — wahania zwierciadła wód gruntowych do głębokości 150 cm: 1 — górna, 2 — dolna część stoku, RO — moment wystąpienia ruchów osuwiskowych: linia ciągła — silnych, linia przerywana — słabych

Elements of water circulation on the slope of IG PAN in Szymbark during occurrence of mass movements

P — cumulative curve of precipitation (in mm), SP — cumulative curve of surface runoff (in mm), SS — cumulative curve of subsurface flow to the depth of 100 cm (in mm), SP+SS — total water outflow; cumulative curve (in mm), NW — cumulative curve of air moisture deficit in mm, ZWG — oscillations of groundwater table to the depth of 150 cm: 1 — upper; 2 — lower part of the slope, RO — moment of the occurrence of mass movements: strong movements — solid line, weak movements — dashed line







bowego i front wilgoci przemieszcza się od powierzchni do podłoża, powiększając wilgotność glebową. Potem następuje podnoszenie zwierciadła wody gruntowej i spływ podpowierzchniowy, a po nasyceniu całego profilu glebowego — spływ powierzchniowy. Warunki takie występowały w okresie jesieni 1974 r. (Gil, Starkel 1979), kiedy spływ śródglebowy przez dłuższy okres opadów był większy od spływu powierzchniowego, a ten zachodził wówczas, kiedy natężenie opadów przewyższało szybkość infiltracji.

W szeregu przypadków natężenie opadów przekraczające znacznie współczynnik infiltracji wywołuje w pierwszej kolejności spływ powierzchniowy, który odbywa się wówczas przy nie całkowicie nasyconym wodą podłożu. Dostawę wody do stoku i możliwości retencji na stoku doświadczalnym IG PAN w Szymbarku J. Słupik (1973) określił następującymi parametrami:

- przepuszczalność minimalna na użytkach zielonych $0,03-0,07 \text{ mm min}^{-1}$, na polach ornych $0,6-1,1 \text{ mm min}^{-1}$;
- porowatość ogólna pokryw na warstwach łupkowo-piaskowcowych 40–51%, na piaskowcach 46–60%;
- pojemność infiltracyjna pokryw $0,07-11,4 \text{ mm min}^{-1}$, na polach ornych i $0,8-42 \text{ mm min}^{-1}$, w lasach.

Prezentowane w tabeli 2 wyniki obliczeń wskazują, że najwięcej wody mogło wnikać w podłoże w obydwóch okresach opadowych w 1974 r., kiedy średnia intensywność opadów kształtowała się przy dolnej granicy przepuszczalności podłoża, a zatem mało było opadów o większej intensywności (Thiel i inni 1989). W latach 1980 i 1985 znacznie wyższe średnie intensywności

opadów, chociaż utrzymujące się w granicach pojemności infiltracyjnej podłoża, sprzyjały częstszemu i większemu spływowi powierzchniowemu (ryc. 1B–E).

W czasie prezentowanych okresów deszczowych (ryc. 1) miało miejsce kilkukrotne nasycenie całego profilu glebowego wodą, na co wskazuje stan wody w piezometrach. Sytuacje takie wystąpiły dwukrotnie w czerwcu i trzykrotnie w październiku–listopadzie 1974 r., oraz jeden raz w 1985 r., na przełomie czerwca i lipca. W tych też przypadkach zaobserwowano wyraźne ruchy osuwiskowe na stokach. Najsilniej ruchy osuwiskowe zaznaczyły się w okresie jesieni 1974 r., kiedy nasycenie podłoża wodą było największe i trwało przez dłuższy czas.

Trzecim elementem biorącym istotny udział w odprowadzaniu wody ze stoku jest ewapotranspiracja. Ponieważ pomiary ewapotranspiracji nie były wykonywane, na wykresach naniesione zostały wartości niedosytu wilgotności powietrza w milibarach. Wartość ta jest proporcjonalna do wielkości ewapotranspiracji i w przybliżeniu oddaje jej wysokość. Z wykresów widać, że element ten ma bardzo istotne znaczenie w lecie. Tą drogą odprowadzana jest nadwyżka wody, ograniczając spływ podpowierzchniowy i retencję gruntową. Miało to miejsce w 1980 r., dlatego nie wystąpiły wówczas bardziej intensywne ruchy osuwiskowe.

J. Słupik (1973, 1978) podaje, że warstwa gleby o miąższości 100 cm na stokach użytkowanych rolniczo, zbudowanych z łupkowo-piaskowcowych warstw fliszu, ma zdolność zretencjonowania 160 mm wody, z czego 100 mm w przestrzeniach kapilarnych. Obliczenia te potwierdzają wyniki pomiarów (ryc. 1A–E, tab. 3), ukazujące momenty, kiedy różnica pomiędzy wysokością opadu a wielkością sumarycznego odpływu ($SP+SS$) przekracza 100–120 mm. Wówczas zwierciadło wód gruntowych zaczyna oscylować w pobliżu powierzchni terenu.

Szybkość nasycenia wodą całej warstwy gleby zależy w dużej mierze od wilgotności gleby na początku okresu opadowego. Duża naturalna wilgotność pokryw stokowych, związana ze znaczną zawartością części ilastych sprawia, że wilgotność naturalna rzadko osiąga stan niższy od 50% całkowitej pojemności wodnej (Słupik 1973, Thiel i inni 1989). Dlatego mała retencyjność gleb, a jednocześnie mniejsze ilości opadów, są niezbędne do całkowitego ich nasycenia.

Najdogodniejsze warunki dla ruchów osuwiskowych wystąpiły w okresie 21.09–4.11.1974. Wtedy przez długi okres gleba była w stanie pełnej saturacji, a woda odprowadzana była spływem śródglebowym i okresowo spływem powierzchniowym. W czasie opadów o wyższej intensywności zwierciadło wód gruntowych kształtowało się równo z powierzchnią terenu. Bardzo niskie parowanie i obniżenie się temperatury powietrza w pobliżu zera dało w efekcie powolne krążenie wody. W rezultacie, przy kolejnym (trzecim) pełnym nasyceniu wodą podłoża przez opady, w dniach 3–4.11 powstało osuwisko na stoku Taborówki (“Bystrzyca”), które objęło powierzchnię około 3,6 ha. W tym okresie obserwowano ożywienie ruchów osuwiskowych w dolinie Bystrzanki, na wschodnich stokach Bucza oraz w innych częściach Karpat (Bober i inni 1977). Miąższość koluwiów dochodząca do 13 m wskazuje, że było to osuwisko skalno-zwierzelinowe.

Tabela 3. Składowe obiegu wody na stoku IG PAN w Szymbarku w czasie występowania ruchów osuwiskowych
 Components of water circulation on the slope of IG PAN in Szymbark during occurrence of landslides

Data	Opady P (mm)	Spływ powierzchniowy SP (mm)	Spływ śródogłębowy SS (mm)	Razem $SP+SS$ (mm)	Retencja (mm)	Niedosyt wilgotności NW (mb) = ewapo- transpiracja (mm)	Retencja minus ewapo- transpiracja (mm)	Uwagi
21.05-15.06 1974	258,5	117,3	23,8	141,1	117,4	100,6	16,8	intensywne ruchy masowe
21.09-3.11 1974	285,3	85,3	32,2	117,5	167,8	82,9	84,9	jw.
30.05-6.07 1980	276,6	91,3	12,4	103,7	172,9	188,9	-16,0	słabe ruchy masowe
9.07-1.08 1980	211,8	118,2	25,4	143,6	68,2	104,4	-36,2	jw.
29.05-3.07 1985	246,3	78,4	24,3	102,7	143,6	136,2	6,4	jw.

Podobna sytuacja meteorologiczna i hydrologiczna występowała również w okresie 21.05–15.06.1974. Jej efektem były również liczne osuwiska na terenie Szymbarku (por. Gil, Starkel 1979).

Natomiast w latach 1980 i 1985, wskutek większej intensywności opadów, a zarazem większego spływu powierzchniowego, gleba nie była całkowicie nasycona wodą, w czym również znaczącą rolę odegrała ewapotranspiracja, w okresie letnim. Dlatego obserwowano tylko pojedyncze przypadki ożywienia fragmentów starych osuwisk lub przyspieszenie ruchu na osuwiskach stale aktywnych.

Uwarunkowanie stabilności stoków przebiegiem zjawisk opadowych i obiegiem wody w gruncie znajduje potwierdzenie w obliczeniach stabilności stoku, wykonanych dla osuwiska "Bystrzyca" (Thiel i inni 1989). Stateczność mas koluwalnych może być naruszona tylko w przypadku pełnego nasycenia wodą podłoża.

PODSUMOWANIE

Równoczesne badania obiegu wody i osuwisk pozwoliły na poznanie mechanizmu ruchów masowych i określenie warunków w jakich zachodzą.

Zaburzenie równowagi stoku występuje podczas pełnego nasycenia wodą podłoża. Warunki takie zależą od pojemności wodnej podłoża i jego przepuszczalności z jednej strony, a wysokości i natężenia opadów z drugiej, modyfikowane przez spływ powierzchniowy, śródglebowy i ewapotranspirację.

Na stokach zbudowanych z utworów łupkowych i łupkowo-piaskowcowych, największe ruchy osuwiskowe obserwuje się podczas opadów o wysokości ponad 250 mm i czasie trwania 20–40 dni, których średnie natężenie jest niższe od 0,025 mm na minutę i nie przekracza zdolności infiltracyjnej podłoża.

Podczas opadów o podobnej wysokości, ale większej intensywności, nadmiar wody odprowadzany jest spływem powierzchniowym przy niepełnym nasyceniu podłoża wodą, a w cieplej porze roku przez ewapotranspirację. Obserwuje się wówczas rozwój płytkich zsuwów ziemnych lub odnawianie się osuwisk okresowo aktywnych.

LITERATURA

- Bober L. i inni, 1977, *Geologiczne warunki rozwoju osuwiska w Brzeżance k. Strzyżowa*, Kwart. Geol., 7.
- Dziuban J., 1983, *Osuwisko Poloma*, Czas. Geogr., 54, 3.
- Capecchi F., Focardi P., 1988, *Rainfall and landslides: Research into a critical precipitation coefficient in an area of Italy*, (w:) Ch. Bonnard, A.A. Balkema (red.), *Landslides*, vol. 2, Brookfield, Rotterdam.
- Froehlich W., Starkel L., 1987, *Normal and extreme monsoon rains - their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 21.
- Gil E., 1986, *Rola użytkowania ziemi w przebiegu spływu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych*, Przegl. Geogr., 58, 1-2, 51-65.
- Gil E., Kotarba A., 1977, *Model of slide slope evolution in flysch mountains (An example drawn from the Polish Carpathians)*, Catena, 4, 3, Giessen.

- Gil E., Starkel L., 1989, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 13.
- Govi M., Sorzana P., 1980, *Landslide susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basins (North-Western Italy)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 14.
- Govi M., Sorzana P., Tropeano D., 1982, *Landslide mapping as evidens of extreme regional events*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 15.
- Jakubowski K., 1974, *Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holocenijskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych*, *Prace Muz. Ziemi*, 22.
- Klimaszewski M., 1935, *Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce zachodniej w lipcu 1934 r.*, *Czas. Geogr.*, 13, 2/3.
- Kotarba A., 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, *Przegl. Geogr.*, 58, 1-2.
- Meneroud J.P., 1983, *Relation entre la pluviosite et le declenchement des mouvements de terrain*, *Bull. Liaison Labo P. et Ch.*, No. 124.
- Sawicki L., 1917, *Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w r. 1913 w Galicji zachodniej*, *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. AU*, s. 3, 13, dz. A.
- Silvano S., Carampin R., Dall'Acqua R., 1985, *Rain-surficial slides relation in Florentina Valley (High Cordevole). Progress in mass movement, and sediment transport studies, Proceedings of the CNR — PAN Meeting, Torino.*
- Słupik J., 1973, *Zróżnicowania splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, *Dok. Geogr.*, 2.
- 1978, *Obieg wody w glebie na stokach a rolnicze użytkowanie ziemi*, (w:) *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kolliny Sandomierskiej*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 125.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, *Prace Geogr. IG PAN*, 22.
- 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in the contemporaneous evolution of slopes*, (w:) *Geomorphology and climate*, Wiley and Sons, London.
- Thiel K., 1976, *Badanie i prognozowanie zbczy skalnych*, *Prace IBW PAN*, 2, Gdańsk.
- (red.), 1989, *Kształtowanie fliszowych stoków karpaccich przez ruchy masowe*, Gdańsk-Kraków.
- Thiel K., Zabuski L., 1979, *The effect of atmospheric fall on the development of slide movements in mountain regions, 1-st Polish-Italian Seminar, Szymbark, IMGW, Warszawa.*
- Wiłun Z., 1976, *Zarys geotechniki*, Warszawa.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, *Prace Geogr. IG PAN*, 60.
- 1974, *Rola osuwisk w modelowaniu Pogórza Rożnowskiego (Zachodnie Karpaty fliszowe)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8.

WSPÓŁCZESNE TENDENCJE ZMIAN KLIMATU KARPAT I PRZEDPOLA¹

CONTEMPORARY TENDENCIES IN THE CLIMATIC CHANGES
OF THE CARPATHIAN MTS AND THEIR FORELAND

BARBARA OBREŃBSKA-STARKŁOWA*, ZDZISŁAW BEDNARZ**,
TADEUSZ NIEDŹWIEDŹ***, JANINA TREPİŃSKA*

*Zakład Klimatologii Instytutu Geografii UJ, 31-044 Kraków, Grodzka 52

**Wydział Leśny Akademii Rolniczej, 31-425 Kraków, Al. 29 Listopada

***Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział w Krakowie, 30-215 Kraków, Borowego 14

Abstract. The aim of present paper is the characterization of the long — term variation of the air temperature, precipitation and sunshine duration in the Polish Carpathians during the period of instrumental observations, that is for about two hundred years. To determine the tendencies in the changes of climate there were used the meteorological data (Table 1) representative of the altitudinal profile of these mountains. The analysis was performed on the basis of the mean annual and seasonal values for the elements mentioned above. The correlation and linear regression methods were used to describe the trends of the changes depending on time (Table 2). The climatic fluctuations were examined by means of the 10 years running averages for the particular characteristics (Figs 1–5). The results were compared with the tendencies of the changes of climate in Poland (Niedźwiedź et al. 1994) and in Central Europe (Lauscher 1993, Schönwiese et al. 1994). It was confirmed that the changes of air temperature and sunshine duration are influenced by the atmospheric circulation which — periodically — depends on the intensified oceanity or continentality. The effects of anthropopression are imposed on the impact of the circulation factors active at least in the regional range. On the contrary, the differentiation of precipitation in time and space is determined in a higher degree by the local factors. In the XIX and XX centuries did not appear any definite tendencies in its changes in the Carpathian Mts. It was possible to distinguish only some wetter and drier periods. The last drier phase began in the middle of the 1970s. The analysis described above proved that a forecast of the changes of climate and environment of the Polish Carpathians is a complicated task. It is necessary to consider the simultaneous effects of the increasing air temperature and sunshine duration and the decreasing tendency in the long-term course of precipitation.

¹ Badania były subwencjonowane przez Komitet Zagospodarowania Ziemi Górskich przy Wydziale V PAN.

CEL I METODA PRACY

Przedstawiona charakterystyka wieloletniego przebiegu temperatury powietrza, opadów i usłonecznienia ma na celu ocenę tendencji zmian klimatu w okresie badań instrumentalnych w skali regionalnej — w górach, reprezentujących Europę Środkową. Jest też przyczynkiem do określania skutków globalnego ocieplenia, spowodowanego działalnością człowieka.

Niniejsze opracowanie zostało oparte na danych z czterech stacji meteorologicznych (tab. 1), położonych w profilu wysokościowym gór od podnóży (Kraków), aż po partię szczytową (Kasprowy Wierch). Wymienione wyżej elementy klimatu są w pewnej mierze związane z czynnikami ekoklimatycznymi środowiska: światłem, ciepłem i wodą, których zmiany z upływem czasu mogą prowadzić do przekształcania ekosystemów górskich.

Tabela 1. Serie obserwacyjne wykorzystywane w opracowaniu
Series of observations used in the present elaboration

Stacja	Wysokość w m n.p.m.	Temperatura powietrza	Opady	Usłonecznienie
Kraków	220	1826–1990	1900–1990	1860–1990
Zakopane	857	1896–1990	1900–1990	1950–1990
Hala Gąsienicowa	1525	1950–1990	1950–1990	1950–1990
Kasprowy Wierch	1991	1951–1990	1950–1990	1950–1990

Aby ocenić tendencje zmian klimatu w Karpatach posłużono się wartościami średnimi rocznymi z wieloletnich serii dla omawianych elementów i analizą trendów, określonych za pomocą równań prostych regresji. Porównywano też dla stacji meteorologicznych przebiegi średnich dziesięcioletnich wartości konsekwentnych temperatury, opadów i usłonecznienia i zmierzano do określenia tzw. punktów zwrotnych w przebiegu sekularnym, w których następowała zmiana znaku tendencji klimatycznych. Dzięki temu można było podzielić okres badań instrumentalnych na pewne subokresy. Przedstawiono zatem fluktuacje klimatyczne w XIX i XX w., ich trwanie oraz zmienność wartości poszczególnych elementów klimatu.

Opracowywane charakterystyki statystyczne zostały obliczone dla serii o różnej długości (tab. 1). Zakładając zgodność wiekowego przebiegu wartości rozpatrywanych elementów w profilu wysokościowym gór, przedstawiono najpierw ogólną tendencję zmian klimatycznych na podstawie najdłuższej serii obserwacji z Krakowa. Natomiast zróżnicowanie przestrzenne trendów klimatycznych w Karpatach omówiono w odniesieniu do wszystkich czterech stacji w okresie 1950–1990, odznaczającym się najbardziej intensywną antropopresją.

TENDENCJE WIEKOWYCH ZMIAN TEMPERATURY POWIETRZA

Przebieg temperatury powietrza według najdłuższych serii obserwacji z Krakowa i Zakopanego ujawnia zintegrowany wpływ cyrkulacji atmosferycznej, czyli czynnika o zasięgu co najmniej regionalnym oraz wpływ postępującej urbanizacji, oddziałującej w skali lokalnej.

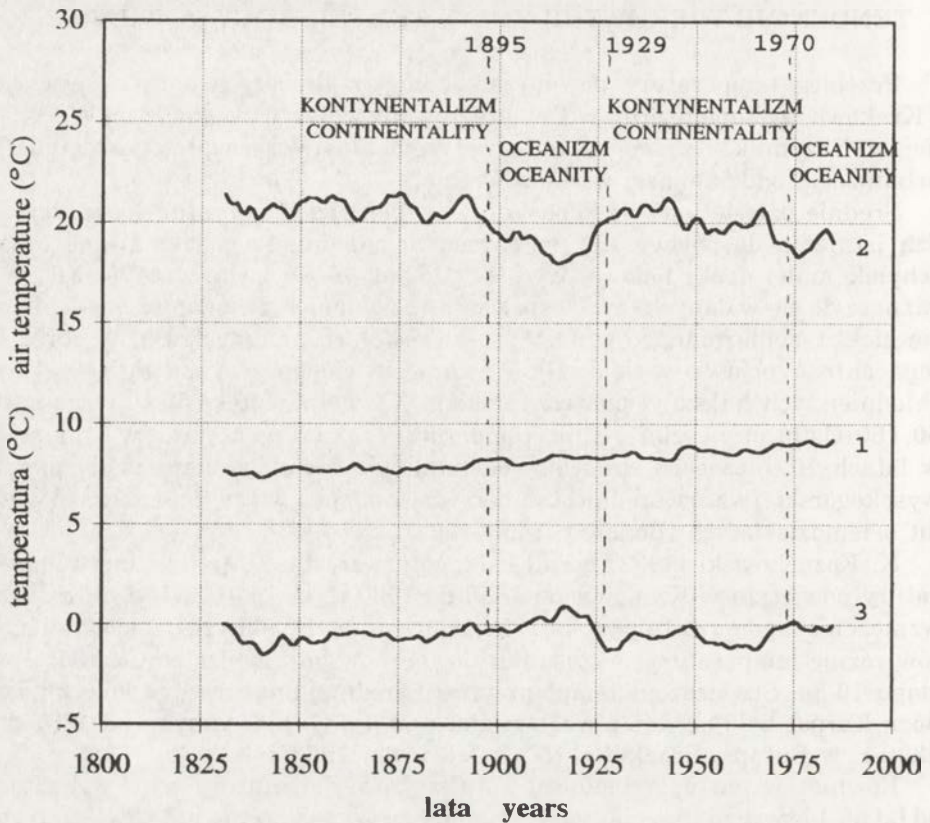
Średnie dziesięcioletnie konsekwentne wartości temperatury roku dowodzą istnienia do połowy XIX w. okresu najchłodniejszego, uznawanego za schyłek małej epoki lodowej (ryc. 1). Od lat 40., a zwłaszcza 70. XIX w. zaznaczyło się w danych tzw. "współczesne ocieplenie", związane z nasileniem się efektu cieplarnianego w następstwie rewolucji przemysłowej. W obrębie tego okresu pojawiały się krótkie wahnięcia cieplejsze i chłodniejsze. Do chłodniejszych należały: pierwsza dekada XX w., początek lat 40. oraz lata 50. i 60. Ostatnia zwyżka średniej temperatury roku rozpoczęła się w Krakowie w latach 70. bieżącego stulecia. Podobnie było w Zakopanem, zaś w partii wysokogórskiej wzrost średniej temperatury roku pojawił się dopiero w połowie lat osiemdziesiątych (Bednarz i inni 1992).

K. Kozuchowski (1993) ocenił całkowity wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w Krakowie od 1850 do 1990 r. na 1,2–1,3°C. Wykazał też wzmoczenie tego wzrostu po roku 1950, udowodniając podniesienie się gradientów różnic temperatury w stosunku do terenów pozamiejskich do 0,11°C w ciągu 10 lat. Stwierdzone tempo przyrostu średniej temperatury roku u podnóża Karpat było zgodne z wartościami (0,9–1,3°C) notowanymi od 1881 do 1990 r. w Europie Środkowej (Michalek i inni 1993).

Również w partii grzbietowej Tatr średnie temperatury roku wykazują od lat 50. bieżącego stulecia słabą tendencję zwyżkową, rzędu kilku dziesiątych stopnia. Jest to wartość odpowiadająca trendowi obliczonemu dla średniej rocznej temperatury na Hohenpeißenberg najpierw przez Rudloffa (1967), a następnie Schönwiesego i inni (1994).

Tendencje zmian w długoletnim przebiegu elementów klimatu w wysokich górach są przedmiotem żywej dyskusji. Przede wszystkim dla stacji szczytowych podkreśla się ogólnie małą zmienność wartości średniej rocznej temperatury względem średniej temperatury z wielolecia. Niewielkie wartości trendów są interpretowane albo jako sygnał dopiero pojawiających się w górach zmian klimatu, albo też jako "szum informacyjny".

Znaczący wkład do tej problematyki wniósł ostatnio Lauscher (1993), który porównał trendy dla temperatury powietrza w ostatnich 50–60 latach na 3 stacjach górskich w Europie. Mianowicie wykazał on, że w partii szczytowej w Apeninach (Mt. Cimone, 2165 m n.p.m.) i w Karyntii na Villacheralpe (2140 m n.p.m.) występuje od około połowy XX w. ogólny trend wzrostowy średniej temperatury roku równy 0,15°C–0,16°C. Natomiast na Łomnicy (2632 m n.p.m.) wyraźny jest trend ujemny (-0,60°C na 50 lat). Warto podkreślić, że — spośród opisanych tu trendów — istotny statystycznie okazał się jedynie związek korelacyjny średniej rocznej temperatury powietrza z czasem na Łomnicy. Lauscher upatruje w tym fakcie odrębność klimatu Karpat Zachodnich w skali regionalnej. Trudno jest jednak należycie udokumentować



Ryc. 1. Tendencje wieloletnich zmian temperatury powietrza w Krakowie w okresie nasilenia się kontynentalizmu lub oceanizmu klimatu
Średnie dziesięcioletnie konsekwentne: 1 — temperatury roku, 2 — różnice średniej temperatury lata i zimy, 3 — różnice średniej temperatury wiosny i jesieni

Tendencies in long — term changes of the air temperature in Cracow during the periods of the increasing continentality or oceanity of climate

Ten years' running averages: 1 — of annual air temperature, 2 — of difference between summer and winter temperature, 3 — of difference between spring and autumn temperature

tę hipotezę. Na podstawie dotychczasowej analizy wiekowych zmian temperatury w Karpatach stwierdzono, że wzrost wysokości n.p.m. wpływa na osłabienie intensywności zmian temperatury powietrza w przebiegu sekularnym, a także oddziałuje na trwanie okresów o danej tendencji zmian i na przesunięcie terminów pojawiania się ekstremów.

Wieloletni przebieg średniej temperatury powietrza dla roku i pół roku można rozpatrywać w zależności od zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej, która w Europie podlega okresowej przewadze wpływów morskich lub kontynentalnych. Taką analizę umożliwiają kompleksowe wskaźniki Muraya i Lewisa (Niedźwiedz 1993). Na przykład od roku 1873 wskaźnik cyrkulacji strefowej (zwany też wskaźnikiem progresji) po pewnych modyfikacjach pozwolił wyróżnić podokresy o przewadze wpływów oceanicznych i kontynen-

talnych (ryc. 1). W pierwszych z nich różnica między średnią temperaturą lata i zimy maleje, a średnia temperatura wiosny dominuje nad temperaturą jesieni; przy wzroście wpływów kontynentalnych relacje te są odwrotne. Według ryciny 1 ostatni podokres od połowy lat 70. charakteryzuje wzmożony oceanizm klimatu.

Tabela 2. Przykłady równań regresji liniowej opisujących trendy zmian elementów klimatu w Polskich Karpatach
Examples of the linear regression equations describing trends in the changes of climatic elements in the Polish Carpathian Mts

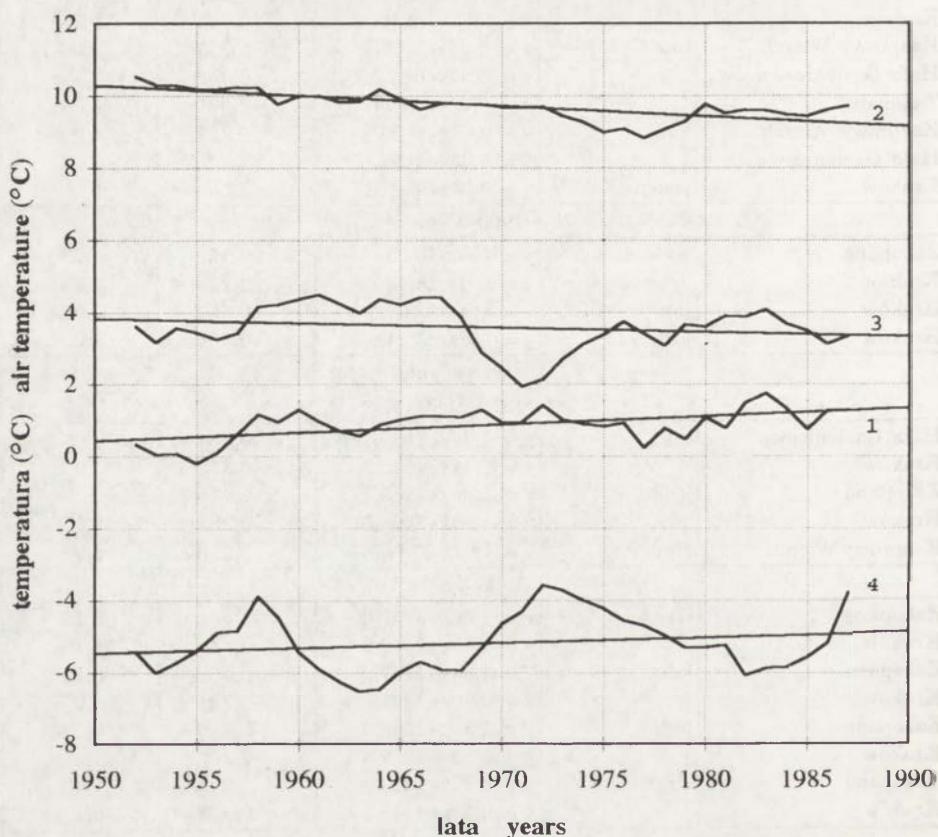
Stacja	Pora roku	Równanie regresji	Współczynnik korelacji	Poziom istotności
Temperatura powietrza				
1950–1990				
Zakopane	wiosna	$y = 0,04x - 70,05$	0,344	5,0%
Kraków		$y = 0,05x - 92,46$	0,471	0,1%
Kasprowy Wierch	lato	$y = -0,03x + 58,71$	-0,377	5,0%
Hala Gąsienicowa		$y = -0,03x + 68,52$	-0,458	0,1%
Zakopane		$y = -0,02x + 47,74$	-0,330	5,0%
Kasprowy Wierch	zima	$y = 0,03x - 68,56$	0,227	5,0%
Hala Gąsienicowa		$y = 0,03x - 69,03$	0,225	5,0%
Kraków	jesień	$y = 0,04x - 76,21$	0,204	5,0%
1900–1990				
Zakopane	wiosna	$y = 0,04x - 70,05$	0,152	1,0%
Kraków		$y = 0,01x - 18,42$	0,283	1,0%
Kraków	lato	$y = 0,01x - 1,40$	0,332	1,0%
Kraków	jesień	$y = 0,02x - 23,24$	0,354	1,0%
Uśłonecznienie				
1950–1990				
Hala Gąsienicowa	lato	$y = -1,76x + 3858,1$	-0,384	1,0%
Kraków		$y = -2,14x + 4815,7$	-0,342	1,0%
Zakopane	jesień	$y = -1,95x + 4189,1$	-0,418	0,1%
Kraków		$y = -1,56x + 3364,3$	-0,385	0,1%
Kasprowy Wierch	zima	$y = 1,02x - 1764,5$	0,216	5,0%
1900–1990				
Zakopane	wiosna	$y = -1,68x + 3730,6$	-0,450	0,1%
Kraków		$y = -1,03x + 2449,2$	-0,343	0,1%
Zakopane	lato	$y = -1,84x + 4147,9$	-0,485	0,1%
Kraków		$y = -0,70x + 1991,6$	-0,221	5,0%
Zakopane	jesień	$y = -1,35x + 3006,3$	-0,450	0,1%
Kraków		$y = -0,62x + 1507,3$	-0,280	1,0%
Zakopane	zima	$y = -0,72x + 1623,9$	-0,294	1,0%
Kraków		$y = -0,55x + 1215,9$	-0,371	0,1%

x — rok (year)

Analiza wieloletnich przebiegów temperatury pór roku służy ocenie kształtowania się cech sezonowej struktury klimatu. Z kolei, umożliwia ona interpretację procesów zachodzących w ekosystemach górskich pod wpływem kli-

matu. Średnie temperatury sezonowe podlegają zmianom w zależności od czasu, czego dowodzą istotne statystyczne związki korelacyjne (tab. 2). W latach 1901–1990 w Krakowie przeważał wzrostowy trend średnich temperatur pór roku; w Zakopanem był on wyraźny tylko wiosną. Według badań Schönwiesego i innych (1994), dotyczących tendencji zmian średnich temperatur sezonowych w stuleciu 1891–1990, Polska — w porównaniu z Europą Zachodnią lub Skandynawią — reprezentuje obszar o słabo zaznaczonych wartościach trendów, szczególnie wiosną. Najwyraźniejsza tendencja wzrostowa w granicach 0,5–1,0°C na 100 lat charakteryzuje zimę z prawdopodobieństwem 95%.

Po roku 1950 zarówno w Krakowie, jak i w wysokogórskiej partii Tatr (Kasprowy Wierch, Hala Gąsienicowa), umocniła się tendencja wzrostowa zwłaszcza temperatury zimy i wiosny (tab. 1, ryc. 2). Średnia temperatura



Ryc. 2. Temperatura powietrza (w °C) na Hali Gąsienicowej (1525 m n.p.m.) w okresie 1950-1990. Średnie dziesięcioletnie wartości konsekwentne: 1 — wiosny, 2 — lata, 3 — jesieni, 4 — zimy. Linie trendów

Air temperature (in °C) at the Hala Gąsienicowa station (1525 m a.s.l.) during the period 1950-1990. Mean seasonal values for: 1 — spring, 2 — summer, 3 — autumn, 4 — winter. Trend lines

lata odznaczała się w Karpatach zdecydowaną tendencją spadkową. Wyniki te zostały potwierdzone przez Lauschera (1993) na podstawie obserwacji w północnych Apeninach i w Karyntii oraz na Łomnicy. Przyczyną takiego zróżnicowania temperatury pór roku w Europie Środkowej jest dominacja wpływu cyrkulacji atmosferycznej o charakterze strefowym zwłaszcza zimą i oddziaływanie czynników radiacyjnych latem (Niedźwiedz i inni 1994).

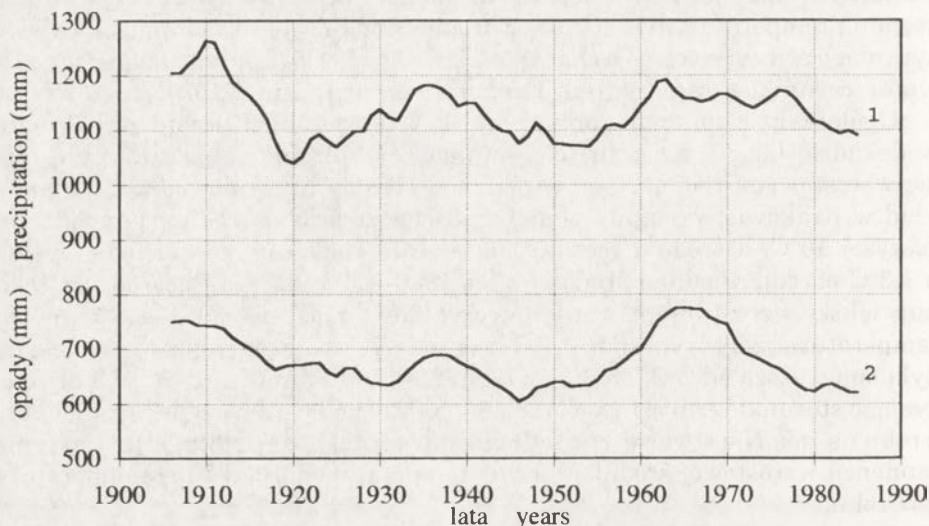
Ogólnie duże znaczenie przypisuje się wzmagananiu się oceanizmu klimatu w dekadzie lat 80. Rzeczywiście, na badanym terenie dekada ta wyróżniła się wzrostowymi tendencjami w przebiegu temperatury powietrza. Na przykład w Krakowie wystąpiły w niej aż 3 lata ze średnią roczną temperaturą powyżej 10°C, a średnia roczna temperatura w dziesięcioleciu była wyższa o 1,3°C od odpowiedniej średniej z lat 1826–1990 (8,0°C). Spośród pór roku największy wzrost temperatury dotyczył zimy. W okresie 1981–1990 średnia temperatura zimy wynosiła -0,4°C, zaś w trzech ostatnich latach tej dekady była ona wyższa od 2°C (średnia z lat 1826–1990 wyniosła -1,4°C). Charakteryzując stosunki termiczne w latach 80. należy podkreślić ich dużą zmienność z roku na rok. Nie stwierdzono natomiast w tej dekadzie istotnej statystycznie tendencji wzrostowej średniej rocznej temperatury lub średniej temperatury pór roku.

TENDENCJE WIEKOWYCH ZMIAN OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH

Najdłuższa seria opadów od 1850 r. dla Krakowa charakteryzuje warunki podnóża Karpat. Zależność korelacyjna sum rocznych opadów od czasu jest nieistotna (współczynnik korelacji 0,002). Analiza przebiegu średnich dziesięcioletnich konsekwentnych opadów roku w latach 1900–1990 (ryc. 3) przyniosła ograniczone informacje o fluktuacjach opadów. Mała zmienność wartości tych sum w czasie wystąpiła zwłaszcza w Krakowie. W górach, reprezentowanych tu przez dane z Zakopanego, stwierdzono kilka faz suchych i mokrych. Pierwsze z nich przypadły od połowy drugiej dekady XX w. do połowy lat 50. (z małą przerwą w końcu lat 30.) oraz od połowy lat 70. aż do roku 1990. Serie lat mokrych objęły pierwszą dekadę bieżącego stulecia i okres 1955–1974. Ważne jest, że podobne fluktuacje sum rocznych opadów wystąpiły również w partii szczytowej w Tatrach. Mianowicie, dane z serii zakopiańskiej wykazują zbieżność z wieloletnim przebiegiem opadów na Kasprowym Wierchu i Hali Gąsienicowej. Także na Łomnicy Lauscher (1993) stwierdził dla okresu 1941–1991 zależność sum rocznych opadów od czasu (współczynnik korelacji liniowej -0,39 istotny na poziomie 5%). W okresie tym wystąpiła spadkowa tendencja w przebiegu sum rocznych opadów o 376 mm.

Schönwiese i inni (1994) na podstawie stuletniej (1891–1990) serii opadów udowodnili, że stosunki opadowe w Europie charakteryzują w roku i poszczególnych sezonach słabe związki statystyczne pomiędzy wartościami trendów. Autorzy ci potwierdzili istnienie w okresie 1961–1990 tendencji spadkowej sum rocznych opadów oraz zwrócili uwagę na stosunkowo znaczny trend spadkowy latem, a szczególnie — jesienią. W niniejszym opracowaniu

w odniesieniu do sezonowych sum opadów w wieloleciu nie stwierdziliśmy jakichkolwiek tendencji zmian.



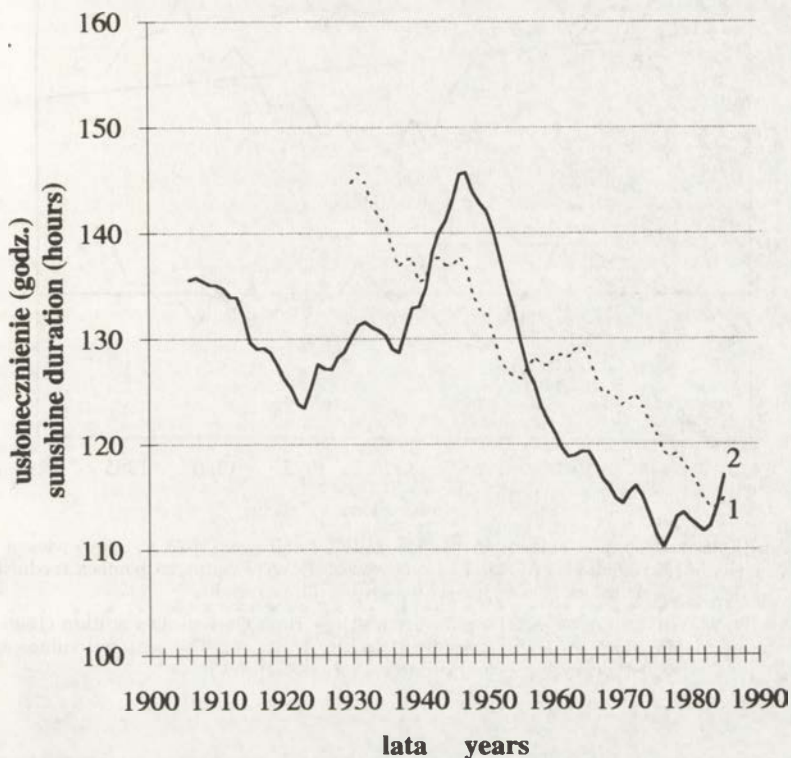
Ryc. 3. Fluktuacje średnich rocznych sum opadów w XX wieku, wyrównanych za pomocą średnich dziesięcioletnich konsekwentnych
1 — w Zakopanem, 2 — w Krakowie

Fluctuations of the mean annual totals of precipitation in 20th century, smoothed by ten years' running averages
1 — at Zakopane, 2 — in Cracow

TENDENCJE WIEKOWYCH ZMIAN USŁONECZNIENIA

Seria krakowska pozwala określić zmiany czasu trwania dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego od 1859 roku (ryc. 4). W tym czasie sumy roczne usłonecznienia w Krakowie zmniejszały się przeciętnie o 2,23 godz. na rok (współczynnik korelacji $-0,460$, istotny na poziomie $0,01\%$). W latach 1900–1990 tendencje zniżkowe sum usłonecznienia były charakterystyczne we wszystkich porach roku w Krakowie i Zakopanem z tym, że najniższe współczynniki regresji charakteryzowały równanie trendu zimą, a największe — latem (tab. 2). Po roku 1950 spadek sum usłonecznienia w porach roku (ryc. 5) jeszcze bardziej się nasilił w porównaniu z okresem 1900–1990, czego dowodem są wyższe bezwzględne wartości współczynników regresji. Ubywanie sum usłonecznienia nie następowało w badanych okresach w sposób równo-mierny i ciągły (ryc. 4, 5). Średnie dziesięcioletnie konsekwentne sum usłonecznienia w Krakowie i w Zakopanem w XX stuleciu pozwoliły wyróżnić silny wzrost usłonecznienia na przełomie lat 20. i 30. oraz w latach 40., tudzież ponowny intensywny spadek poczynając od lat 50. obecnego stulecia. Na Łomnicy (Lauscher 1993) zmiany usłonecznienia w zależności od czsu dały się opisać zależnością korelacyjną (współczynnik korelacji $-0,66$ istotny na poziomie $0,1\%$), zaś suma roczna godzin ze słońcem

zmniejszyła się od lat 40. o 440. Warto podkreślić, że na północnym skłonie Karpat podobny spadek był silniejszy w Krakowie niż w Zakopanem i zakończył się dopiero z końcem lat 70. Ta właśnie różnica, przedstawiona na rycinie 4 za pomocą średnich konsekwentnych sum rocznych usłonecznienia w Krakowie i Zakopanem, była przypisywana silnemu zanieczyszczeniu powietrza po roku 1950 w aglomeracji Krakowa (Morawska-Horawska 1984). Ostatnio jednak Brazdil (1991) i Ustrnul (1993) wykazali, że spadek ten był obser-

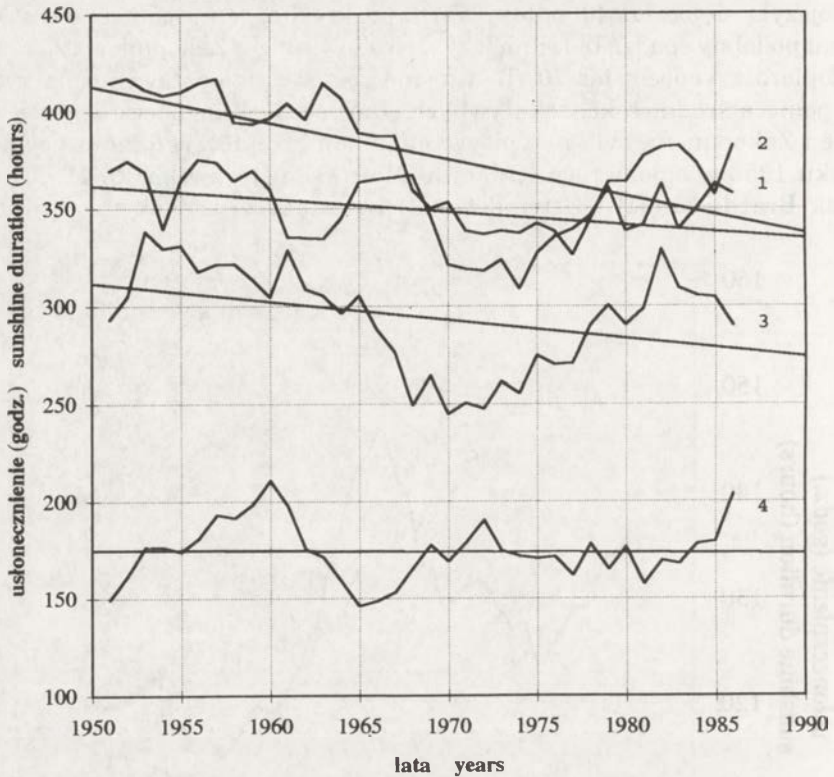


Ryc. 4. Wieloletnia zmienność średnich rocznych sum usłonecznienia w XX wieku w Zakopanem (1) i w Krakowie (2). Średnie dziesięcioletnie wartości konsekwentne

Long-term variability of the mean annual totals of sunshine duration during 20th century in Zakopane (1) and in Cracow (2). Ten years' running averages

wowany w wielu miejscach w Europie Centralnej, a także w Zakopanem, na Hali Gąsienicowej i Kasprowym Wierchu. Wyszuli oni na tej podstawie wniosek, iż o przebiegu opisywanego zjawiska decydowała cyrkulacja atmosferyczna. Potwierdza to analiza wieloletniego przebiegu wskaźnika cyklonalności, który osiągnął w latach 1965–1975 wysokie dodatnie wartości. Oznacza to, że wówczas w Europie Środkowej pogodę kształtowały układy niżowe (Niedźwiedz i inni 1994).

Od połowy lat 70. rozpoczął się ponowny wzrost sum usłonecznienia, najpierw w niższych położeniach, a w latach 80. — w partii szczytowej.



Ryc. 5. Zmiany sezonowych sum usłonecznienia na Hali Gąsienicowej (1525 m n.p.m.) wiosną (1), latem (2), jesienią (3) i zimą (4). Wartości sezonowe zostały wyrównane za pomocą średnich dziesięcioletnich konsekwentnych. Linie trendu

Changes in the seasonal totals of sunshine duration at the Hala Gąsienicowa station (1525 m a.s.l.): in spring (1), in summer (2), in autumn (3) and in winter (4). The seasonal values are smoothed by ten years' running averages. Trend lines

ZASTOSOWANIE DANYCH POŚREDNICH DO OCENY WIEKOWYCH ZMIAN KLIMATU W TATRACH

Opisane tendencje zmian w przebiegu długoletnim elementów klimatu wpływają na powstanie zespołu warunków siedliskowych, kształtujących rozwój roślin. Mają one przede wszystkim znaczenie przy górnej granicy lasu, gdzie — zgodnie z minimum Liebiga i prawem czynników ograniczających Mitscherlicha — decydują o szerokości przyrostów rocznych drzew (Fritts 1976). Bednarz (1976) opisał tę zależność za pomocą współczynników korelacji i podobieństwa. Wykazał on, że wielkość przyrostu rocznego u limby (*Pinus cembra* L.) związana jest z temperaturą miesięcy letnich współczynnikiem korelacji 0,772. Ogólnie zaś ze wzrostem usłonecznienia i średniej temperatury czerwca i lipca rosną szerokości rocznych przyrostów drewna u tego gatunku. Natomiast w latach o niskim usłonecznieniu i niższej temperaturze miesięcy

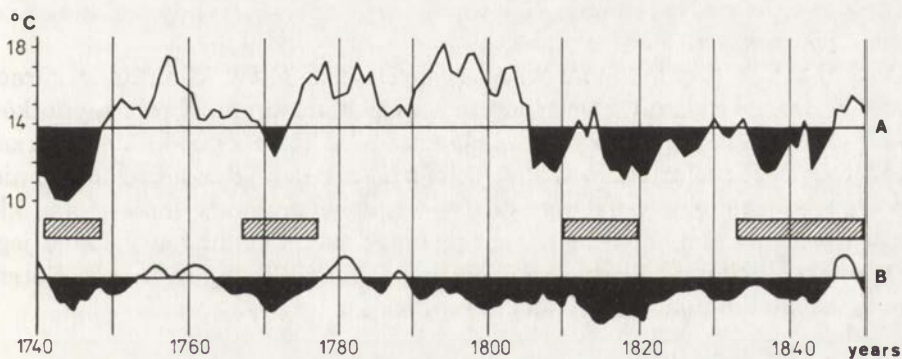
Tabela 3. Współczynniki korelacji i podobieństwa określające zależność standaryzowanych słołów rocznych limby (*Pinus cembra* L.) kosodrzewiny (*Pinus mugo* v. *mughus* Zenari) i jawora (*Acer pseudoplatanus* L.) z Tatr od średniej temperatury powietrza, usłonecznienia i opadów atmosferycznych czerwca i lipca w Zakopanem (wg Bednarza 1984)

Coefficients of correlation and percentage of assemblance determining dependence of standardized width of annual rings of stone pine (*Pinus cembra* L.), dwarf pine (*Pinus mugo* v. *mughus* Zenari) and sycamore (*Acer pseudoplatanus* L.) from the Tatra Mts on the mean air temperature, sunshine duration and atmospheric precepitation of June – July in Zakopane (Bednarz 1984)

Gatunek	Korelacja			Współczynnik podobieństwa (%)		
	Średnia temperatura	Usłonecznienie	Opady	Średnia temperatura	Usłonecznienie	Opady
	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII
Limba	0,54	0,55	-0,49	70	71	22
Kosodrzewina	0,49	0,53	-0,37	65	66	31
Jawor	0,59	0,52	-0,01	75	71	37

Okres porównań obejmuje u limby lata 1911-1969 (temperatura), 1906- 1969 (opady), 1924-1969 (usłonecznienie); u kosodrzewiny i jawora lata 1911-1976 (temperatura), 1906-1976 (opady), 1924-1976 (usłonecznienie).

The period of comparison includes for stone pine years: 1911-1969 (temperature), 1906-1969 (precipitation), 1924-1969 (sunshine duration); for dwarf pine and sycamore years: 1911-1976 (temperature, 1906-1976 (precipitation), 1924-1976 (sunshine duration).



Ryc. 6. Średnia temperatura powietrza w czerwcu i lipcu w Tatrach (A) i od czerwca do sierpnia w Alpach (B) zrekonstruowane na podstawie metody dendroklimatologicznej dla okresu 1740-1850 (Bednarz 1984). Lata o wzmożonej aktywności lodowców alpejskich zaznaczono zakreskowanymi prostokątami

Mean air temperature of June and July in the Tatra Mts (A) and from June to August in the Alps (B) reconstructed for the period 1740-1850 by means of dendrochronological methods. Years distinguished by the intensive activity of the alpine glaciers are shown by rectangles lines

letnich pojawiają się minimalne wartości przyrostów. Lata o skrajnie wysokich sumach rocznych opadów dają wąskie pierścienie u limby, kosodrzewiny (*Pinus mugo* v. *mughus*) i jawora (*Acer pseudoplatanus* L.).

Opisane związki statystyczne dla rozwoju drzew przy górnej granicy lasu od warunków termicznych w Zakopanem pozwoliły odtworzyć serię temperatury miesięcy letnich w Tatrach w okresie od 1741 r. (ryc. 6; Bednarz 1984) i wykazać jednoczesność zmian w wieloletnim przebiegu temperatury w Tatrach i w Alpach w ostatnim stuleciu małej epoki lodowej.

ROZWAŻANIA KOŃCOWE

Przedstawione tendencje zmian wiekowych przebiegu temperatury powietrza, opadów i usłonecznienia w Karpatach charakteryzują okres około 200 lat. Porównanie z wynikami podobnych badań przeprowadzonych ostatnio w Europie wskazują że istnieją wspólne cechy w kształtowaniu się tych tendencji, przede wszystkim w czasie. Dotyczy to — na przykład — występowania wzrostu średniej rocznej temperatury powietrza i średniej temperatury zimy od przeszło 100 lat, oraz spadku średnich rocznych sum usłonecznienia, szczególnie od połowy XX wieku. Należy sądzić, że oznaki zmian klimatu w skali regionalnej kształtują się pod wpływem zmian cyrkulacji atmosferycznej. Trudno jednak określić, jaki jest udział antropopresji w kształtowaniu regionalnego zróżnicowania warunków obiegu ciepła i wilgoci, a w dalszej konsekwencji — w kształtowaniu pola ciśnienia atmosferycznego w Europie. W najwyższych partiach Karpat i innych gór w Europie środkowej, zaburzonych w małym stopniu wpływami antropopresji, trendy zmian temperatury powietrza są bardzo słabe.

Z punktu widzenia oceny współczesnych warunków klimatu w górach oraz ich prognozowania duże trudności sprawia dominująca rola czynników lokalnych w kształtowaniu pola opadów, tudzież słabe związki statystyczne między wartościami trendów opadowych na poszczególnych stacjach. Niemniej jednak w świetle uzyskanych przez nas wyników, przewidywanie zmian klimatu i przemian środowiska Karpat powinno uwzględniać nowy układ jego elementów, obejmujący jednoczesny wzrost średniej temperatury powietrza i sum usłonecznienia oraz spadek sum opadów.

LITERATURA

- Bednarz Z., 1976, *Wpływ klimatu na zmienność szerokości słoju rocznych limby (Pinus cembra L.) w Tatrach*, Acta Agr. et Silv., XVI, 17-342.
- 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741-1965*, Dendrologia, 2, Archeonatra Eds., Verona.
- Bednarz Z., Niedzwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., Trepńska J., 1992, *Zmiany klimatyczne i związane z nimi przemiany gospodarcze w Karpatach. Etap III*, maszynopis w Komitecie Zagospodarowania Ziemi Górskich w Krakowie.
- Michalek J., Budikova M., Brazdil R., 1993, *Metody odhadu trendu časove rady na príkladu Stredoevropských teplotnich rad*, Narodni Klimaticky Program Ceske Republiky, Praha, 1993.

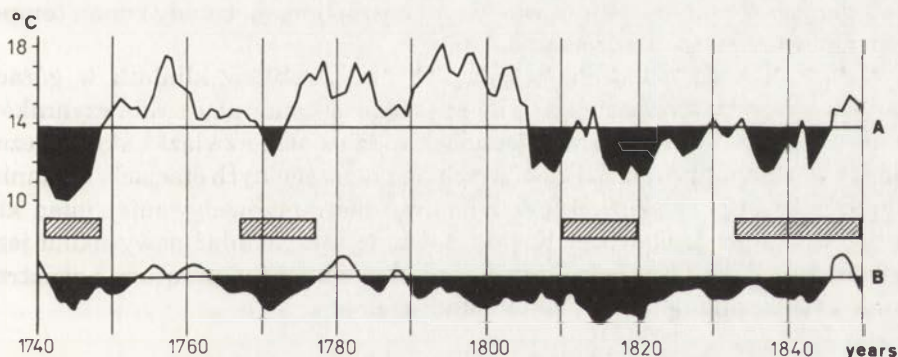
Tabela 3. Współczynniki korelacji i podobieństwa określające zależność standaryzowanych słoju rocznych limby (*Pinus cembra* L.) kosodrzewiny (*Pinus mugo* v. *mughus* Zenari) i jawora (*Acer pseudoplatanus* L.) z Tatr od średniej temperatury powietrza, usłonecznienia i opadów atmosferycznych czerwca i lipca w Zakopanem (wg Bednarza 1984)

Coefficients of correlation and percentage of assemblance determining dependence of standardized width of annual rings of stone pine (*Pinus cembra* L.), dwarf pine (*Pinus mugo* v. *mughus* Zenari) and sycamore (*Acer pseudoplatanus* L.) from the Tatra Mts on the mean air temperature, sunshine duration and atmospheric precepitation of June – July in Zakopane (Bednarz 1984)

Gatunek	Korelacja			Współczynnik podobieństwa (%)		
	Średnia temperatura	Usłonecznienie	Opady	Średnia temperatura	Usłonecznienie	Opady
	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII	VI-VII
Limba	0,54	0,55	-0,49	70	71	22
Kosodrzewina	0,49	0,53	-0,37	65	66	31
Jawor	0,59	0,52	-0,01	75	71	37

Okres porównań obejmuje u limby lata 1911-1969 (temperatura), 1906-1969 (opady), 1924-1969 (usłonecznienie); u kosodrzewiny i jawora lata 1911-1976 (temperatura), 1906-1976 (opady), 1924-1976 (usłonecznienie).

The period of comparison includes for stone pine years: 1911-1969 (temperature), 1906-1969 (precipitation), 1924-1969 (sunshine duration); for dwarf pine and sycamore years: 1911-1976 (temperature, 1906-1976 (precipitation), 1924-1976 (sunshine duration).



Ryc. 6. Średnia temperatura powietrza w czerwcu i lipcu w Tatrach (A) i od czerwca do sierpnia w Alpach (B) zrekonstruowane na podstawie metody dendroklimatologicznej dla okresu 1740-1850 (Bednarz 1984). Lata o wzmożonej aktywności lodowców alpejskich zaznaczono zakreskowymi prostokątami

Mean air temperature of June and July in the Tatra Mts (A) and from June to August in the Alps (B) reconstructed for the period 1740-1850 by means of dendrochronological methods. Years distinguished by the intensive activity of the alpine glaciers are shown by rectangles lines

letnich pojawiają się minimalne wartości przyrostów. Lata o skrajnie wysokich sumach rocznych opadów dają wąskie pierścienie u limby, kosodrzewiny (*Pinus mugo v. mughus*) i jawora (*Acer pseudoplatanus* L.).

Opisane związki statystyczne dla rozwoju drzew przy górnej granicy lasu od warunków termicznych w Zakopanem pozwoliły odtworzyć serię temperatury miesięcy letnich w Tatrach w okresie od 1741 r. (ryc. 6; Bednarz 1984) i wykazać jednoczesność zmian w wieloletnim przebiegu temperatury w Tatrach i w Alpach w ostatnim stuleciu małej epoki lodowej.

ROZWAŻANIA KOŃCOWE

Przedstawione tendencje zmian wiekowych przebiegu temperatury powietrza, opadów i usłonecznienia w Karpatach charakteryzują okres około 200 lat. Porównanie z wynikami podobnych badań przeprowadzonych ostatnio w Europie wskazują że istnieją wspólne cechy w kształtowaniu się tych tendencji, przede wszystkim w czasie. Dotyczy to — na przykład — występowania wzrostu średniej rocznej temperatury powietrza i średniej temperatury zimy od przeszło 100 lat, oraz spadku średnich rocznych sum usłonecznienia, szczególnie od połowy XX wieku. Należy sądzić, że oznaki zmian klimatu w skali regionalnej kształtują się pod wpływem zmian cyrkulacji atmosferycznej. Trudno jednak określić, jaki jest udział antopropesji w kształtowaniu regionalnego zróżnicowania warunków obiegu ciepła i wilgoci, a w dalszej konsekwencji — w kształtowaniu pola ciśnienia atmosferycznego w Europie. W najwyższych partiach Karpat i innych gór w Europie środkowej, zaburzonych w małym stopniu wpływami antropopresji, trendy zmian temperatury powietrza są bardzo słabe.

Z punktu widzenia oceny współczesnych warunków klimatu w górach oraz ich prognozowania duże trudności sprawia dominująca rola czynników lokalnych w kształtowaniu pola opadów, tudzież słabe związki statystyczne między wartościami trendów opadowych na poszczególnych stacjach. Niemniej jednak w świetle uzyskanych przez nas wyników, przewidywanie zmian klimatu i przemian środowiska Karpat powinno uwzględniać nowy układ jego elementów, obejmujący jednoczesny wzrost średniej temperatury powietrza i sum usłonecznienia oraz spadek sum opadów.

LITERATURA

- Bednarz Z., 1976, *Wpływ klimatu na zmienność szerokości słoików rocznych limby (Pinus cembra L.) w Tatrach*, Acta Agr. et Silv., XVI, 17-342.
- 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741-1965*, Dendrologia, 2, Archeonatra Eds., Verona.
- Bednarz Z., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., Trepińska J., 1992, *Zmiany klimatyczne i związane z nimi przemiany gospodarcze w Karpatach. Etap III*, maszynopis w Komitecie Zagospodarowania Ziemi Górskich w Krakowie.
- Michalek J., Budikova M., Brazdil R., 1993, *Metody odhadu trendu časove rady na príkladu Stredoevropských teplotnich rad*, Narodni Klimaticky Program Ceske Republiky, Praha, 1993.

- Brazdil R., 1991, *Kolisani vybranych meteorologických prvku vo stredni Evrope v období pristrojových pozorovani*, Narodni Klimaticky Program CSFR, 2, Praha, 1-56.
- Fritts H. C., 1976, *Tree rings and climate*, Acad. Press.
- Koźuchowski K., 1993, *Long-term changes of thermic urban effect in Cracow*, (w:) *Global warming and contemporary climatic changes in Poland, International Conference Szczecin, The University (31 May — 1 June 1993)*, Wyd. Nauk. Uniw. Szczec., Szczecin.
- Lauscher F., 1993, *Nur kleine Trends der Temperatur auf drei Bergstationen Europas*, maszynopis, Wien.
- Morawska-Horawska M., 1984, *Współczesne zmiany w zachmurzeniu i usłonecznieniu Krakowa na tle 120-lecia*, Przegl. Geofiz., 29, 3, 271 -284.
- Niedźwiedź T., 1993, *Long-term variability of Murray-Lewis circulation indices (P, S, C, M) in Southern Poland*, (w:) *Global warming and contemporary climatic changes in Poland, International Conference Szczecin, The University, (31 May — 1 June 1993)*, Wyd. Nauk. Uniw. Szczec., Szczecin, s.34.
- Niedźwiedź T., Ustrnul Z., Cebulak E., Limanówka D., 1994, *Long-term climate variations in Southern Poland due to atmospheric circulation variability*, (w:) *European Workshop on Climate Variations, Majvik, May 15-18, 1994*, Kirkkonummi, Finland.
- Schönwiese C-D., Rapp J., Fuchs T., Denhard M., 1994, *Observed climate trends in Europe 1891-1990*, Meteorol. Zeitschrift, N.F., 3.
- Rudloff v. H., 1967, *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmässigen Instrumenten Beobachtungen (1670). Mit einen Beitrag über die Klimaschwankungen in historischer Zeit von H. Flohn*, Die Wiss. Bd 122, Braunschweig.

LODOWCZYK MIĘGUSZOWIECKI W TATRACH

MIĘGUSZOWIECKI GLACIERETTE IN THE TATRAS

STANISŁAW KĘDZIA

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. The largest snow-firn-ice patch in the Polish part of the Tatras is Mięguszowiecki Glacierette occurring in Bandzioch at the elevation of 2000 m a.s.l. This glacierette, of the area of 0.6 ha, has numerous characteristics which are typical of a fully developed glacier and is a stable initial form of mountain glaciation, yet it can not be regarded as a regular glacier due to its small size.

W Tatrach w miejscach wysoko położonych i zacienionych, takich jak kotły i żleby, śnieg utrzymuje się przez cały rok w postaci płatów śnieżnych lub lodowczyków. Największą i najtrwalszą tego typu formą w polskiej części Tatr Wysokich jest płat śnieżno-firnowo-lodowy zwany Lodowczykiem Mięguszowieckim o powierzchni rzeczywistej około 0,6 ha, zalegający w Bandziochu na wysokości 2000 m npm. Według definicji opracowanej przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu UNESCO (*Perennial ice... 1970*) za lodowczyk uważa się taką formę śnieżną, która istnieje nieprzerwanie przez co najmniej dwa sezony ablacyjne oraz wykazuje mało widoczne cechy ruchu. W Tatrach wiele płatów śnieżnych spełnia te warunki, lecz żaden z nich nie ma tylu cech charakterystycznych dla w pełni wykształconych lodowców co Lodowczyk Mięguszowiecki.

Najważniejszymi cechami badanego lodowczyka są:

- wiek samej formy — co najmniej kilkaset lat,
- budowa warstwowa (głównie warstwy roczne),
- zróżnicowana gęstość (śnieg, firn, biały lód lodowcowy),
- szczeliny,
- sieć cieków supraglacialnych, inglacialnych, subglacialnych oraz grotty i tunele,
- wykazywanie ruchu prostego i złożonego,
- morena usypiskowa,
- własna cyrkulacja powietrza będąca odpowiednikiem wiatrów katabatycznych.

Wymienione cechy świadczą, iż Lodowczyk Mięguszowiecki jest stabilną początkową formą zlodowacenia górskiego. Ze względu na bardzo małe roz-

miary nie można go uważać za normalny, to jest w pełni wykształcony lodowiec. Dlatego najbardziej właściwymi nazwami dla tego typu śnieżno-firnowo-lodowej formy są: lodowczyk lub miniaturowy lodowiec. Lodowczyk Mięgoszowiecki jest największy w polskiej części Tatr, natomiast największym lodowczykiem w całych Tatrach jest lodowczyk lub też lodowiec leżący w Miedzianej Dolinie.

LITERATURA

Perennial ice and snow masses, 1970, Techn. Papers in Hydrol., 1, UNESCO/IASH, Paris.

RÓWNOLEGŁOŚĆ BADAŃ NAD PRZESZŁOŚCIĄ I TERAŻNIEJSZOŚCIĄ ŚRODOWISKA KARPAT I KOTLIN PODKARPACKICH

PARALLEL STUDIES ON THE PAST AND PRESENT ENVIRONMENT
OF THE CARPATHIANS AND SUBCARPATHIAN BASINS

LESZEK STARKEL

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn IGI PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. The studies carried out in the Department of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands, Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences include parallel studies on evolution of the environment and its spatial structures in the past, on mechanisms of the matter cycling and natural resources important for national economy. In different periods of the 40 years long activity of the Department various elements were emphasized. A holistic approach, discovering of regularities of evolution is only possible in collaboration with other disciplines both in the studies on reconstruction of the past environment and in the investigations of mechanisms of undergoing processes. The existing geocosystems are enrooted in the past and simultaneous studies of processes make possible to understand the directions of long term changes.

Uprawianie całości problematyki badań dotyczących przemian środowiska przyrodniczego Karpat i przedpola i jego funkcjonowania jest sprawą złożoną i trudną. Realizują je liczne zespoły naukowe i placówki badawcze. W badaniach tych od 40 lat ma swój udział także Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, którego pracownicy starali się zarówno poznać ewolucję struktur przestrzennych środowiska i mechanizmy kierujące wymianą energii i materii, jak określić zasoby środowiska przyrodniczego dla różnych działów gospodarki kraju.

Od początku mieliśmy świadomość, że nie jesteśmy w stanie ogarnąć całości problematyki, że potrzebujemy szerszej wiedzy, że tylko poprzez interdyscyplinarne badania możemy wspólnie odkrywać prawidłowości ewolucji i funkcjonowania środowiska przyrodniczego. Stąd zaistniała i trwa nadal współpraca z paleobotanikami, paleozoologami, sedymentologami, mineralogami, archeologami, geofizykami, chronostratygrafami i innymi przy rekon-

strukcjach środowiska w przeszłości; stąd brała się potrzeba współpracy z klimatologami, fitosocjologami, gleboznawcami, rolnikami i innymi specjalistami przy poznaniu mechanizmów współcześnie zachodzących procesów.

Sprzężenie badań nad przeszłością i teraźniejszością Karpat i przedpola ma swe głębokie uwarunkowania. Z jednej strony dzisiejsze krajobrazy, a zatem i zasoby środowiska zostały odziedziczone z przeszłości; w przypadku degradacji przez człowieka ich odnawialność zależy od warunków i czasu ich kształtowania. Dlatego zróżnicowanie przestrzenne procesów i ich natężenie są też głęboko zakorzenione w przeszłości. Potrzebne jest rozpoznanie ciągu ewolucji elementów środowiska przyrodniczego, aby zrozumieć w jakim kierunku prowadzą dziś działające procesy. Z drugiej strony śledzenie procesów obiegu wody, erozji, sedimentacji, sukcesji roślinności i zmian użytkowania umożliwia w odziedziczonych osadach i formach, rozpoznawanie zapisów mechanizmów zachodzących dawniej procesów, stwierdzanie ich podobieństwa i odrębności. Wiązanie przeszłości i teraźniejszości środowiska przyrodniczego pozwala budować pomost między naukami geologicznymi i geograficznymi, a równocześnie tworzyć podstawy do prognozowania zmian i nauk aplikacyjnych (Starkel 1988).

Krajobrazy Karpat noszą w sobie dziedzictwo przeszłości (Klimaszewski, Starkel 1972). Skały podłoża z mezozoiku i paleogenu, dzięki obecności faz orogenicznych w górnym miocenie, eksponują się w rzeźbie głównie poprzez odporność skał podłoża — tym wyraziściej, im wyżej wydźwignęły je późniejsze plio-czwartorzędowe ruchy potomne. Po ustąpieniu zbiorników morskich i jezior, przedgórskie i śródgórskie kotliny zapadliskowe stwarzają nadal w czwartorzędzie warunki do akumulacji osadów. Epizody glacialne zaburzyły pierwotny układ dolinny — po ustąpieniu lądolodów od nowa kształtowała się sieć rzeczna przedpola gór. Zimny klimat peryglacialny pięter zimnych, szczególnie ostatniego z nich, vistulianu, wycisnął swe piętno na rzeźbie stoków i den dolin, glebach, roślinności i świecie zwierzęcym (Klimaszewski 1948, Starkel 1968). Rumowiska na stromych stokach beskidzkich, grube pokrywy soliflukcyjne i deluwialne na długich wklęsłych podnóżach stoków i pokrywy lessowe w strefach brzeżnych Pogórza Karpackiego i kotlin — stały się podłożem kopalnych gleb o różnorodnym składzie mechanicznym. Rozwinięte na tych peryglacialnych pokrywach zbiorowiska leśne holocenu ulegały powolnej transformacji sterowanej wahaniami klimatu. Zmiana obiegu wody w późnym vistulianie i holocenie spowodowała rozczłonkowanie dolin i stoków tylko w miejscach, gdzie mogły być przekroczone wartości progowe dla rozwoju osuwisk czy kanałów sufozyjnych.

Ingerencja człowieka rozpoczęta w neolicie zaczęła powoli zmieniać naturalne geokosystemy, prowadząc w skali lokalnej — a później regionalnej — do degradacji zbiorowisk roślinnych, do przyspieszenia obiegu wody i materii. Dziś istniejące zbiorowiska czy gleby, szczególnie w piętrach rolniczych, są w istotny sposób przekształcone przez człowieka.

Współcześnie istniejące geokosystemy Karpat i Przedpola składają się zatem z różnowiekowych elementów w różnym stopniu zdegradowanych, ale równocześnie funkcjonujących razem i nadal przetwarzanych (Starkel 1988).

Spuścizną przeszłości jest też zróżnicowanie orograficzne gór i przedpola, zarówno pionowe jak i przestrzenne. Pionowy układ rzeźby gór decyduje o ilości otrzymanej energii, wody i wysokości produkcji biomasy. Przestrzenne układy dolin i grzbietów ukierunkowują obieg materii, a w skali gór i przedpola decydują o odprowadzaniu lub depozycji nadwyżek wody i sybstancji mineralnych (por. Starkel 1978).

Złożoność litologii, rzeźby i innych cech powoduje, że mimo pozornej monotonii facjalnej (dominacja w Karpatach skał fliszu karpackiego) obserwujemy wielość procesów modelujących stoki: od powszechnego ługowania, zmywania, sufozji, aż po różne typy procesów grawitacyjnych, eolicznych i innych. Lokalne warunki (spadek, przepuszczalność podłoża, typ roślinności) decydują, czy istnieją warunki do przekroczenia wartości progowych i transformacji kształtu stoków (Starkel 1960, Kotarba 1989). Asynchroniczność i mozaikowość tych zmian, dodatkowo niekiedy zmieniana w kierunku uniformizmu przez działalność człowieka (sieć dróg polnych, układ pól, kierunek orki), utrudnia rozpoznanie mechanizmów funkcjonowania geosystemów (Gil 1979). Odrębności w obiegu wody w czasie gwałtownych ulew o dużym natężeniu opadów i w czasie długotrwałych opadów rozlewnych powodują różne reagowanie systemów stokowych i korytowych na zmiany (Słupik 1981, Gil 1976). Ten brak synchronicznego reagowania stwarza duże trudności przy porównywaniu wyników z punktowych pomiarów transportu czy akumulacji i przy określaniu prawidłowości w przebiegu procesów. Dlatego podstawowym zadaniem do rozwiązania staje się poznanie mechanizmów — poznanie praw rządzących przemieszczaniem materii (Froehlich 1982, 1991). Nie można przy tym zapominać o równoległym określeniu skali zmian długofalowych, decydujących o tendencjach zmian. Tendencje te niekiedy wiążą się ze zdarzeniami ekstremalnymi, które na przykład wyzwalają na stokach przemieszczanie wielkich mas osuwiskowych. Poznanie mechanizmów zachodzących zjawisk jest naszym wkładem w poznanie praw geofizycznych i geochemicznych rządzących przekształceniem krajobrazów. W ostatnich latach nieco w cieniu pozostają niegdyś inspirujące badania wielkości przemieszczania, skali i tempa procesów (Gerlach 1976). Są one jednak potrzebne zarówno do zrozumienia warunków przekroczenia wartości progowych jak i do określenia tempa degradacji geosystemów, w celu przeciwdziałania im poprzez zmianę struktury i technik użytkowania ziemi.

W pracach Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn na przestrzeni 40 lat można zaobserwować okresy koncentracji na wybranych zagadnieniach w ramach przedstawionej wyżej problematyki (por. omówienie dorobku Zakładu w 40-lecie — Starkel 1994). Obok początkowej koncentracji na rejestracji przestrzennej zjawisk i różnowiekowych form (kartowanie w latach 50. i 60.) rozwinęły się badania stacjonarne z monitoringiem procesów (aż do badań zróżnicowania przestrzennego z zastosowaniem cezu radioaktywnego — Froehlich 1991), a później również coraz bardziej wszechstronne badania paleogeograficzne (od schyłku lat 70.). Równocześnie w latach 70. położono duży nacisk na stronę aplikacyjną badań (Starkel 1972, 1978, Gil 1979, Adamczyk i inni 1980). Dotychczas mało uwagi poświęcano zagadnieniom

prognozy zmian w warunkach z jednej strony narastającej presji człowieka na środowisko (np. pobór wody, turystyka), a z drugiej powrotu do bardziej zgodnego z warunkami siedliskowymi użytkowania ziemi w wyniku rachunku ekonomicznego.

Postęp technik badawczych, dojrzewanie kadry Zakładu i równocześnie żywe w środowisku krakowskim kontakty interdyscyplinarne stwarzają warunki do rozszerzenia i pogłębienia najistotniejszych obu kierunków badań nad środowiskiem przyrodniczym Karpat i przedpola: paleogeograficznego i monitoringu procesów.

LITERATURA

- Adamczyk B., Gerlach T., Obrębska-Starkłowa B., Starkel L., 1980, *Zonal and azonal aspects of the agricultural-forest limit in the Polish Carpathians*, Geogr. Pol., 43, 71-84.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- Froehlich W., Walling D. E., 1991, *Badania procesów erozji i sedymentacji przy użyciu izotopu cezu 137*, Conf. Papers, 14, 23-34.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dok. Geogr., 2.
- 1979, *Typologia i ocena środowiska geograficznego okolic Szymbarku*, Dok. Geogr., 5.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*, Prace Geogr., 122.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., B, 7.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972, *Karpaty Polskie*, (w:) M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa, 21-115.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris flows in the Tatra Mts*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 23, 139-152.
- Stupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 142.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN, 22.
- 1968, *Remarques sur l'etagement of processes morphogenetiques dans les Carpates au cours de la derniere glaciation*, *Biul. Perygl.*, 17.
- 1972, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej)*, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 10, 75-150.
- 1978, *Główne jednostki regionalne i zasady analizy zróżnicowania środowiska*, (w:) *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Prace Geogr., 125, 13-17.
- 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski a dzisiejsze geosystemy*, (w:) *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław, 7-24.
- 1992, *Złożoność współczesnej rzeźby gór i wyżyn a rekonstrukcje paleogeomorfologiczne i prognoza zmian*, *Przeegl. Geogr.*, 64, 1-2, 87-94.
- 1994, *Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie w latach 1953-1993*, *Przeegl. Geogr.*, 55, 3-4, 263-284.

TECHNIKI KOMPUTEROWE W ZAKŁADZIE GEOMORFOLOGII I HYDROLOGII GÓR I WYŻYŃ IGiPZ PAN

COMPUTING TECHNIQUES IN THE DEPARTMENT OF GEOMORPHOLOGY AND HYDROLOGY OF MOUNTAINS AND UPLANDS IGiPZ PAN

PAWEŁ PROKOP

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN
31-018 Kraków, św. Jana 22

Abstract. Department of Geomorphology and Hydrology is equipped with IBM PC computers and the following peripherals: printers, a scanner, a digitizer and a plotter. Moreover, there is a computer controlled laser analyzer of grain size composition of silts and clays. In every day practice, specialized software and utility programmes are particularly useful.

Historia rozwoju technik komputerowych w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii jest bardzo krótka, podobnie jak historia komputera osobistego IBM. Pierwszy taki komputer pojawił się w Zakładzie w 1987 r. i służy do dziś usprawniając prace biurowe.

Szybki rozwój komputeryzacji nastąpił na początku lat 90. Był on uwarunkowany przede wszystkim wzrastającym zapotrzebowaniem na szybkie przetwarzanie dużych ilości informacji oraz relatywnym spadkiem cen komputerów.

Obecnie Zakład wyposażony jest w 5 komputerów typu IBM PC od XT po 486, 5 drukarek (w tym jedną laserową), skaner, digitizer i ploter. Wymieniony zestaw urządzeń pozwolił na stworzenie elastycznego systemu komputerowego. Daje on możliwość wprowadzania na wejściu różnorodnej informacji w postaci np. zdigitalizowanej mapy, zeskanowanego rysunku, tekstu, a następnie przetworzenia danych przy użyciu odpowiedniego oprogramowania i przesłania wyników na drukarkę lub ploter.

Obok typowych zastosowań istnieją również bardzo specjalistyczne dziedziny, w których komputer może być wykorzystany. Dobrym przykładem jest znajdujące się w Zakładzie urządzenie Laser Particle Sizer, niemieckiej firmy Fritsch. Służy ono do określania składu granulometrycznego utworów gliniastych, pylastych i ilastych za pomocą światła lasera przechodzącego przez próbkę w postaci zawiesiny (*Operating instructions...*, 1990, Kasza 1992). Komputer steruje całym procesem pomiarowym i oblicza wyniki, które w postaci histogramu, krzywej kumulacyjnej lub tabeli wyświetla na ekranie

przechowywane na dyskietkach lub przetwarzane na pliki przystosowane do pracy z programami statystycznymi. Zaletą laserowego analizatora jest oszczędność czasu i dokładność pomiarów.

W przypadku grubszej frakcji (powyżej 1 mm) wykorzystywana jest metoda analizy sitowej. Uzyskane wyniki mogą zostać wprowadzone do komputera przy użyciu programu napisanego dla Zakładu specjalnie pod kątem analizy wskaźników sedymentologicznych. Istnieje także możliwość wykonania całego profilu litologicznego danego odwiertu wraz ze skalą głębokości, składem mechanicznym i zmiennością takich parametrów jak mediana, odchylenie standardowe, skośność i kurtoza.

Opisane programy mają bardzo specjalistyczne zastosowania. W codziennej pracy w Zakładzie korzystamy często z oprogramowania tzw. użytkowego o bardziej uniwersalnych możliwościach — edytorów tekstu, arkuszy kalkulacyjnych, baz danych, programów statystycznych i graficznych.

Za kierunek przyszłościowy należy uznać prace nad wdrożeniem nowego narzędzia — Geograficznego Systemu Informacyjnego (GIS). Metody pracy jakie oferuje GIS pozwolą na wykorzystanie różnorodnej informacji (zdjęć satelitarnych i lotniczych) i zintegrowanie jej z dotychczasowymi danymi w celu lepszego poznania procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym.

LITERATURA

- Kasza I., 1992, *Laserowa metoda określania składu granulometrycznego utworów gliniastych, pylistych i ilastych*, *Przeł. Geol.*, 5, 323-325.
Operating instructions laser particle sizer "Analysette 22", 1990, Fritsch Manufactures of Laboratory, Idar Oberstein, RFN.

CONFERENCE PAPERS 20

A publication of the Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences:

- 1 — Restructuring of economies and regional development, Warszawa 1988, s. 156
- 2 — Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, Warszawa 1988, s. 184
- 3 — The state, modes of production and world political map, Warszawa 1989, s. 186
- 4 — Problemy współczesnej topoklimatologii (Problems of contemporary topoclimatology), Warszawa 1990, s. 226, zł 1500,-
- 5 — Agricultural classifications. A review of methodology, Warszawa 1990, s. 69, zł 1000,-
- 6 — Global change regional research centres, Warszawa 1990, s. 181, zł 2000,-
- 7 — The impact of urbanization upon rural areas, Warszawa 1990, s. 272, zł 3000,-
- 8 — The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, Warszawa 1990, s. 322, zł 4000,-
- 9 — Przestrzenne problemy zdrowotności (Spatial problems of health), Warszawa 1990, s. 322, zł 4000,-
- 10 — Evolution of population and economic activities in urban regions, Warszawa 1990, s. 168, zł 4000,-
- 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 30 000,-
- 18 — Geography of organic matter production and decay, Warszawa 1993, s. 188, zł 30 000,-
- 19 — Climate and atmospheric deposition studies in forests, Warszawa 1994, s. 276, zł 150 000,-